

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**RESPUESTA DEL NIVEL DEL MAR A VARIACIONES DE PRESIÓN
ATMOSFÉRICA Y VIENTO EN MANZANILLO, COL., DURANTE LOS AÑOS
1950-1986**

TESIS

**que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el título de
OCEANOLOGO presenta:**

JUAN MANUEL LÓPEZ BOJÓRQUEZ

Ensenada, Baja California, Diciembre de 1992.

**RESPUESTA DEL NIVEL DEL MAR A VARIACIONES DE PRESIÓN
ATMOSFÉRICA Y VIENTO EN MANZANILLO, COL., DURANTE LOS AÑOS
1950-1986.**

TESIS

PRESENTADA POR:

JUAN MANUEL LÓPEZ BOJÓRQUEZ

APROBADA POR:


M.C. ISABEL RAMÍREZ AGUILAR


OC. LUIS F. ZAMUDIO LÓPEZ


OC. RAFAEL GARCÍA KRASOVSKY

RESUMEN

Se analizan series de tiempo de nivel del mar, presión atmosférica y componentes del viento de Manzanillo, Col., México para el periodo comprendido entre 1950-1986. Mediante análisis espectral se analiza cada variable encontrando oscilaciones de 10 y 20 días para las componentes del viento perpendicular (U) y paralela a la costa (V) respectivamente. En la presión atmosférica se observan oscilaciones de 10,15 y 60 días, con un ciclo anual que representa el 30% de la energía total de la serie. Existen además oscilaciones en el nivel del mar de 10,15 y 60 días con el ciclo anual representando el 55% de la energía total. Mediante el uso de análisis cross-espectral se obtienen la función de admitancia, coherencia y fase para determinar la relación que existe entre las componentes del viento y presión atmosférica con las variaciones de nivel del mar. Las componentes del viento influyen sobre la variabilidad del nivel del mar en frecuencias menores de 0.1 cpd, siendo la componente U la más importante con valores de admitancia de hasta 15 cm por m/s. Las variaciones del nivel del mar tienen buena coherencia con las series de presión atmosférica, existe la respuesta al factor barométrico para frecuencias mayores de 0.1 cpd con valores de fase de -180° a 180° lo cual indica que estas variables responden de manera opuesta.

DEDICATORIA

A mis padres Humberto y Alejandrina con mucho cariño de quienes siempre recuerdo muestras de aliento y comprensión.

Especialmente a mi madre quien me ha mostrado que no existen obstaculos lo suficientemente grandes para cejar en el empeño del cumplimiento de las metas.

A Carmen, Erick y Hugo mis mejores amigos y hermanos.

A tia Ramona de quien siempre recuerdo unas palabras: La paciencia es una virtud a la que debemos aspirar. No sabia si lo he logrado, pero siempre recuerdo sus consejos y charlas cuando niño.

A los cuates y compañeros de estudio y parrandas:

Ana, Edgar, Veronica, Jaime, Lourdes, Pepe, Sonia, Emilio y Eduardo.

A los compañeros de cubo Cristobal, Ernesto y Marco.

AGRADECIMIENTOS

Mis más sinceros agradecimientos a mi directora de tesis M.C. Isabel Ramírez por su atenta dirección en este trabajo y sobre todo por su gran paciencia demostrada durante todo este tiempo que hemos trabajado juntos.

A mi comite de Tesis de quienes he recibido apoyo para que este trabajo salga adelante M.C. Isabel Ramírez, Oc. Luis F. Zamudio y Oc. Rafael G. Krasovsky.

Mis agradecimientos a los Oceanólogos Modesto Ortiz e Ignacio Gonzalez quienes me recomendaron para iniciar este trabajo.

Deseo hacer patente un reconocimiento a los encargados del centro de computo por su gran ayuda prestada en la solución de problemas que se presentaron en el trabajo computacional.

A todos mis maestros que han sabido llevarme por la senda del conocimiento a lo largo de toda una vida de aprendizaje, de la cual estoy concluyendo una primera fase.

A todas esas personas con las que he coincidido en tiempo y espacio y de las cuales he aprendido nuevos conceptos y que de alguna manera han retroalimentado mi espíritu.

Contenido

I INTRODUCCIÓN	1
I.1 FACTORES QUE INFLUENCIAN EL NIVEL DE MAR	2
I.2 ANTECEDENTES	6
I.3 OBJETIVOS	9
II MATERIALES Y METODOLOGIA	10
II.1 LOCALIZACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO	10
II.2 CONCEPTOS TEÓRICOS	14
II.2.1 COMPONENTES DEL VIENTO	14
II.2.2 TEORIA ESPECTRAL	15
II.3 DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS	19
II.4 ANÁLISIS PRELIMINAR	23
II.5 ANÁLISIS ESPECTRAL	33
III RESULTADOS	35
III.1 ESPECTROS ANUALES	35
III.2 ESPECTROS INTERANUALES	45
III.3 ESPECTROS CRUZADOS ANUALES	51
III.4 CASOS ESPECIALES	57
IV DISCUSIÓN DE RESULTADOS	60
V CONCLUSIONES	63
VI LITERATURA CITADA	64
VII APÉNDICE I	67

Lista de Figuras

fig.1 Localización del puerto de Manzanillo	11
fig.2 Localización del Observatorio y estación Mareográfica	13
fig. 3 Calendario de datos	21
fig. 4a Comparación de promedios anuales entre cada componentes.....	22
fig. 4b Comparación de desviaciones estandar entre componente	22
fig. 5 Series de tiempo 1953 y 1954	27
fig. 6 Series de tiempo 1955 y 1966	28
fig. 7 Series de tiempo 1956 y 1958	29
fig. 8 Series de tiempo 1962 y 1969	30
fig. 9 Series de tiempo 1974 y 1977	31
fig. 10 Series de tiempo 1979 y 1981	32
fig. 11 Espectros anuales de la componente U 57,58,60 y 70	36
fig. 12 Espectros anuales de la componente V 55,59,70 y 81	37
fig.13 Espectros anuales de presión atmosférica 57,77,78 y 79	39
fig.14 Espectros anuales de presión atmosférica 64,68,72 y 76	40
fig.15 Espectros anuales de variaciones de nivel 63,65,74 y 81	42
fig.16 Espectros anuales de variaciones de nivel 62,68,69 y 70	43
fig.17 Espectros anuales de variaciones de nivel 53,58,77 y 79	44
fig.18 Espectros interanuales componente U 53-58,61-66 y 76-81	46
fig.19 Espectros interanuales componente V 53-58,61-66 y 76-81	47
fig.20 Espectros interanuales Presión atmosférica 53-58,61-66,67-72 y 76-81	49
fig. 21 Espectros interanuales de Variaciones de nivel 53-58,61-66,67-72 y 76-81	50
fig. 22 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 62	52
fig. 23 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 70	53
fig. 24 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 53	55
fig. 25 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 61	56
fig. 26 Espectros de presión atmosférica durante años niño	58
Fig. 27a Promedios anuales de energía espectral de Presión	59
fig. 27b Promedios anuales de energía para variaciones de Nivel.....	59
fig. 28 Espectros anuales componente U 53,54,55 y 61	68
fig. 29 Espectros anuales componente U 62,63,65 y 76	69
fig. 30 Espectros anuales componente U 77,79,80 y 81	70
fig. 31 Espectros anuales componente V 53,54,56 y 58	71
fig. 32 Espectros anuales componente V 60,61,63 y 65	72
fig. 33 Espectros anuales componente V 76,77,79 y 80	73
fig. 34 Espectros anuales de presión atmosférica 60,62,63 y 65	74
fig. 35 Espectros anuales de presión atmosférica 66,70,71 y 73	75
fig. 36 Espectros anuales de presión atmosférica 74,80,81 y 82	76
fig.37 Espectros anuales de variaciones de nivel 55,56,66 y 71	77
fig.38 Espectros anuales de variaciones de nivel 72,76,78 y 80	78
fig. 39 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 54	79
fig. 40 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 57	80
fig. 41 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 63	81
fig. 42 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 76	82
fig. 43 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 79	83
fig. 44 Espectros cruzados anuales entre las 3 variables 81	84

Lista de Tablas

Tabla I Localización de aparatos	20
Tabla II Estadística de rapidez de viento	24
Tabla III Estadísticas de Presión atmosférica	25
Tabla IV Estadísticas de variaciones de nivel	26
Tabla V Periodos para los que se obtuvieron espectros inter	33

I INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos de la interacción océano-atmósfera que merece particular atención es el mecanismo dinámico mediante el cual la atmósfera induce la circulación oceánica (Velez, 1986). El tratamiento estadístico de las condiciones dinámicas del océano están limitadas por el hecho de que las cantidades realmente de interés como son las velocidades horizontales y verticales del fluido no son fáciles de cuantificar; sin embargo, las ecuaciones dinámicas de movimiento pueden ser expresadas enteramente en términos de las elevaciones de la superficie del mar, es entonces que la dinámica oceánica puede ser inferida mediante medidas de nivel del mar (Chelton, 1980).

En el océano abierto, el nivel de mar actúa como un barómetro invertido, es decir, el nivel de mar baja (sube) un centímetro por cada milibar de aumento (decremento) en la presión atmosférica, de tal forma que la presión subsuperficial se mantiene constante. Robinson (1964) señala que las ondas atrapadas a la costa que viajan a lo largo de la plataforma hacen que la respuesta del nivel del mar se aleje del factor barométrico; en ese caso, el nivel del mar será el resultado de la respuesta teórica mas la elevación debida a las ondas de plataforma o esfuerzos del viento relacionado a presión. Chelton y Davis (1982) reportan que el factor barómetro invertido varía dependiendo de la latitud, debido a las características climatológicas de cada zona, observan también que las desviaciones a la isostasia aumentan a bajas frecuencias. Además de los efectos de presión atmosférica en el nivel de mar, se observa también el efecto del viento el cual, asociado al transporte de Ekman puede producir apilamiento o depresiones de agua en las costas (Gill, 1982).

Al planear una construcción costera es importante realizar una buena predicción del nivel de mar debido a efectos astronómicos y meteorológicos, siendo estos últimos los que nos ocupa en este estudio; ya que el nivel del mar puede aumentar varios centímetros debidos a cambios bruscos de presión atmosférica y fuertes vientos que ocurren asociados a tormentas y aunados estos a un fuerte oleaje pueden inundar zonas costeras y causar graves daños.

1.1 FACTORES QUE INFLUENCIAN EL NIVEL DE MAR

Las condiciones esenciales de la dinámica costera pueden ser fácilmente discutidas en términos de las ecuaciones de movimiento integradas en la vertical. Las ecuaciones linealizadas para un océano homogéneo de densidad ρ cte, con rotación en un plano f pueden expresarse mediante (Gill, 1982):

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho} \quad (1.1a)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho} \quad (1.1b)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \left[\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right] = 0 \quad (1.1c)$$

Donde: U y V son las velocidades del fluido en la dirección X y Y respectivamente; η es la elevación de la superficie con respecto al estado de reposo; P es la presión atmosférica sobre la superficie del mar; τ^x y τ^y son las componentes X y Y del esfuerzo del viento en la superficie; h es la profundidad la cual se supone constante; g es la aceleración de la gravedad; $f = 2\Omega \sin \theta$ es la aceleración de coriolis donde Ω es la velocidad angular de la tierra y θ la latitud.

Los factores que influyen en el nivel del mar y que involucran este trabajo son los siguientes:

i) Presión Atmosférica.

En ausencia de movimiento y de esfuerzo del viento el balance de términos en (1.1) para el caso estacionario está dado por:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (1.2a)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial y} = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (1.2b)$$

En general se supone que la respuesta de la superficie del mar a la presión atmosférica es puramente local. Sin embargo, es fácil demostrar que lo anterior no es enteramente válido, aunque se supone que en (1.2) el balance estacionario es fácilmente alcanzable, estas ecuaciones pueden ser integradas y llegar a:

$$\eta(x, y, t) = -\frac{1}{\rho g} P(x, y, t) + c \quad (1.3)$$

La constante de integración puede ser evaluada ya que la masa de agua en el océano es constante:

$$\int_A \rho h dA = 0 \quad (1.4)$$

Donde A representa el área de la superficie del océano, esto es:

$$\eta(x, y, t) = -\frac{1}{\rho g} \left[p(x, y, t) - \frac{1}{A} \int_A p(x, y, t) dA \right] \quad (1.5)$$

La cual muestra que la elevación de la superficie no depende sólo de la presión atmosférica local. Para forzamientos a gran escala, la masa total del aire sobre el océano cambia y de (1.5) podemos observar que la respuesta del nivel de mar a la presión local diferirá del barómetro invertido. Como un ejemplo extremo, si la presión cambia uniformemente sobre todo el océano, excepto para un cambio despreciable debido a la compresibilidad del agua, esto no repercutirá en un cambio en la elevación de la superficie. Es concebible que la presión atmosférica local permanezca constante mientras que el nivel local de la superficie cambie en respuesta a las variaciones de presión en otra parte. El suponer que la respuesta de la superficie a la presión atmosférica es puramente local es claramente una simplificación.

De hecho, la solución asintótica al problema dependiente del tiempo muestra que el balance estático entre el gradiente de presión y la pendiente de la superficie del océano descrita por (1.2) es dinámicamente consistente sólo cuando la escala de longitud del forzamiento de presión es más pequeño que el radio de deformación de Rossby, (Crepon, 1976). Para este forzamiento de pequeña escala de longitud, la masa total de aire sobre el océano permanece constante y de (1.5) se llega a:

$$\eta(x, y, t) = -\frac{1}{\rho g} p(x, y, t) \quad (1.6)$$

Esto se conoce como la clásica respuesta del barómetro invertido y es -1.01 cm de cambio en el nivel de mar por mb en cambio de presión.

La perturbación por presión en condiciones lineales de frontera está dada por :

$$P' = P'_a + \rho g \eta \quad (1.7)$$

Donde: P' son perturbaciones de presión atmosférica. Esta ecuación puede reescribirse como:

$$P' = \rho g \eta' \quad (1.8)$$

Donde: $\eta' = \eta - \eta_a$, η' es llamado el nivel de mar corregido y $\eta_a = \frac{-P'_a}{\rho g}$ es el llamado barómetro invertido definido anteriormente.

ii) Esfuerzos del viento.

Las ecuaciones 1.1 pueden ser combinadas para formar una ecuación en terminos de η :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{h}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (1.9)$$

la cual se conoce como bombeo de Ekman. Un esfuerzo positivo del viento nos da una divergencia de agua superficial debido al transporte de Ekman el cual resulta en una disminución en la elevación de la superficie. La conservación de masa requerirá que se de un afloramiento de agua subsuperficial. Contrariamente un esfuerzo negativo del viento dará una convergencia de agua y un aumento en la elevación de la superficie

iii) Esfuerzo del viento a lo largo de la costa.

Si consideramos una línea de costa paralela al eje Y, con valores negativos de X hacia fuera de la costa. La condición de frontera en la costa es que no existe flujo neto normal, es decir, $u=0$ en $X=0$. Usando las ecuaciones (1.1) podemos expresar esta condición de frontera en términos de la elevación de la superficie por:

$$f \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) = \frac{\tau^y}{\rho g h} \quad x = 0 \quad (1.10)$$

De esta ecuación se puede observar que un esfuerzo del viento en dirección norte sobre la costa tiende a un transporte de Ekman hacia la costa, lo cual resultará en una convergencia de agua hacia la costa ($\frac{\partial \eta}{\partial x}$ se incrementará con el tiempo), el nivel del agua sube y para que exista conservación de masa, se da un undimiento de agua en la costa; como la pendiente del nivel se incrementa existe un correspondiente flujo geostrófico en dirección norte-sur el cual transporta agua de sur a norte. La pendiente y el flujo geostrófico norte-sur continua incrementandose hasta que se da un balance estacionario entre el esfuerzo del viento y la pendiente a lo largo de la costa. Esta pendiente norte-sur en la superficie resulta en un transporte geostrófico hacia afuera de la costa que se equilibra exactamente con el transporte de Ekman hacia la costa producido por el viento. Similarmente un esfuerzo del viento hacia el sur, tenderá a un transporte de Ekman hacia afuera de la costa resultando en una disminución en el nivel del mar en la costa. La conservación de masa hará que exista afloramiento de aguas subsuperficiales en la costa.

I.2 ANTECEDENTES

Existen diversos estudios referentes al tema entre los cuales se pueden mencionar los de Hamon (1962,1963,1966) quien trabajó con ondas de plataforma y efectos de la presión atmosférica y viento sobre el nivel del mar; encontró que el nivel del mar no responde isostáticamente a las variaciones de presión atmosférica en la región de la plataforma. En mar profundo la respuesta es isostática. El rango de validez para esta afirmación es entre 4 y 14 días. Posteriormente Wunsch (1972) en estudios realizados fuera de la plataforma, encontró que la respuesta es isostática e independiente de la frecuencia; otros estudios se han realizado dentro de los límites de la plataforma continental encontrándose desviaciones a la isostasia como el llevado a cabo por Pugh y Thompson (1986). Garret y Majaes (1984) encuentran que en el este del Mediterraneo, la respuesta del nivel del mar a presión atmosférica es isostática en bajas y altas frecuencias pero significativamente no isostática para frecuencias intermedias (0.24 cpd).

Algunos autores han realizado estudios tomando en cuenta uno o varios factores causales de la variabilidad como el llevado a cabo por Palumbo (1982) quien analizó promedios diarios de variaciones de nivel del mar, presión atmosférica y viento junto con valores de densidad y corrientes en Napoles, encontrando valores pequeños en el factor barométrico para periodos menores de 1 semana, explicado esto mayormente por la influencia del viento local.

Chelton y Davis (1982) y Enfield y Allen (1983) en estudios realizados sobre variabilidad del nivel del mar, encuentran que el factor barómetro invertido contribuye en menos del 15% de la varianza de las series del nivel del mar ajustado para la costa Pacífica Mexicana.

Otros autores han encontrado que la variabilidad del nivel del mar además de ser causada por diversos factores, es en mayor o menor medida dependiente de la frecuencia. Garret y Toulany (1982), en un estudio sobre variabilidad del nivel del mar debido a forzamiento atmosférico en la parte noreste del golfo de San Lorenzo, encontraron respuesta al factor barómetro invertido a bajas frecuencias; Gonzalez (1988) calculó la relación existente entre presión atmosférica y series de nivel del mar para la estación

de Ensenada, encontrando que el espectro cruzado de presión y nivel del mar en dicha localidad sugiere que en las bajas frecuencias existe un factor, además de presión que aumenta la respuesta del nivel del mar a presión atmosférica.

Las variaciones en las componentes del viento también afectan de distinta manera en diferentes frecuencias; al investigar la variabilidad mareal y submareal en las bahías interiores de Delaware, Wong (1987) encontró que el viento a lo largo de la costa es el mecanismo principal de forzamiento sobre las Oscilaciones del nivel del mar costero (y del interior de la bahía) en bajas frecuencias, mientras que el efecto local del viento queda relegado a un 2do término; otro estudio fue el realizado por Smith (1972) en la bahía de Corpus Cristi concluyendo que el intercambio de volumen de la Bahía se relaciona en primer término con el transporte de Ekman que es mantenido por el viento persistente paralelo a la costa en las bajas frecuencias y con vientos transversales a la costa en periodicidades de 2-4 días. Otro estudio fue el realizado por Marmorino (1982) quien encuentra que para la costa occidental de la Florida para periodos mayores de 10 días, el esfuerzo del viento tiene gran coherencia con las variaciones del nivel del mar, con valores en la fase de 0° , encontrando además que la fase en general no es función lineal de la frecuencia.

En escala de tiempo interanual han sido realizados otro tipo de análisis como el de Enfiel y Allen (1980) encontrando gran coherencia entre los eventos de El Niño (ENOS) y series de tiempo de anomalías de promedios mensuales de registros de nivel del mar a lo largo de la costa de América.

Martori (1989) en su estudio sobre variabilidad en la circulación y sus causas en bahía San Quintín, B. C. analizó datos de nivel del mar, presión atmosférica y viento encontrando una relación directa entre la componente longitudinal del esfuerzo del viento y las oscilaciones de nivel del mar. Encontrando además una buena coherencia para periodos de 7-21 días y 4-7 días entre los datos de nivel y los datos de presión y viento. Con una fase del orden de 0 para viento obtuvo valores de admitancia de 7-11 cm por dina/cm^2 . Para presión atmosférica encontró valores de admitancia de 3.2

cm/mbar; una admitancia cercana a 1 cm por mb sólo se presentó en periodos de 2.4-3 días. Para periodos mayores de 2.4 días encontró valores de fase de -180° a 180° , lo que indica oscilaciones de sentido opuesto.

En la región de Manzanillo se han realizado importantes estudios Geográficos y Oceanográficos tendientes a conocer las características dinámicas y Oceanográficas de la zona como el realizado por Secretaría de Marina (1973) que publicó un estudio Oceanográfico con los detalles económicos, geográficos y de población más importantes en esa fecha para la región de Manzanillo, Col.; Reyes Hernandez (1988) llevó a cabo estudios Hidrodinámicos en el puerto interior de Manzanillo a través de modelación numérica con la finalidad de determinar el patrón de circulación que ocasiona : a) La marea promedio con la componente M2 como representante del régimen semidiurno. b) El arrastre del viento y c) El efecto conjunto de marea y viento. En registros horarios, Ramírez (1991) encontró que los registros climáticos y del nivel de mar en Manzanillo muestran la respuesta del barómetro invertido con un desfase de 180° en los eigenvectores resultantes de un análisis de funciones empíricas ortogonales complejas.

Ramirez I.,F. Grivel P. y J.M. López (1992) publicaron un reporte de datos con series anuales de variaciones de nivel del mar, presión atmosférica y viento superficial; encontrándose que las series de viento no presentan un ciclo anual muy notorio. El ciclo anual de la presión atmosférica es leve, con valores menores que el promedio para los meses de verano (mayo-septiembre) y mayores en los meses de invierno (noviembre-abril), a lo largo de todas las series anuales se observan oscilaciones entre 7 y 15 días, la estadística anual de esta variable tiene una fuerte correlación con el Índice de Oscilación del Sur, lo cual se observa en lo bajo de estos parámetros en los años 57,65,72,79 y 82. Las variaciones de nivel del mar muestran el ciclo anual característico con valores sobre el promedio para los meses de verano y bajo el promedio para los de invierno, además muestran una oscilación entre 30-60 días para los años 61,72,74,75 y 79 la cual pudiera estar relacionada con la oscilación para la atmósfera superior reportada por Magaña y Yanai (1991). En esta localidad el nivel del mar sólo en pocas ocasiones muestra en las series de tiempo la respuesta directa a la presión atmosférica como un barómetro invertido (53,54,55 y 66)

I.3 OBJETIVOS

Los objetivos del presente trabajo son:

Caracterizar las variables de: residuos de nivel del mar, presión atmosférica y componentes U y V del viento mediante sus autoespectros.

Analizar espectralmente las oscilaciones de 30-60 días en las series de nivel del mar.

Calcular mediante la función de admitancia la respuesta de nivel del mar a la variabilidad de presión atmosférica y viento.

Determinar si durante los años Niño existe algún cambio en el comportamiento o cantidad de energía existente en las series.

II MATERIALES Y METODOLOGIA

II.1 LOCALIZACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

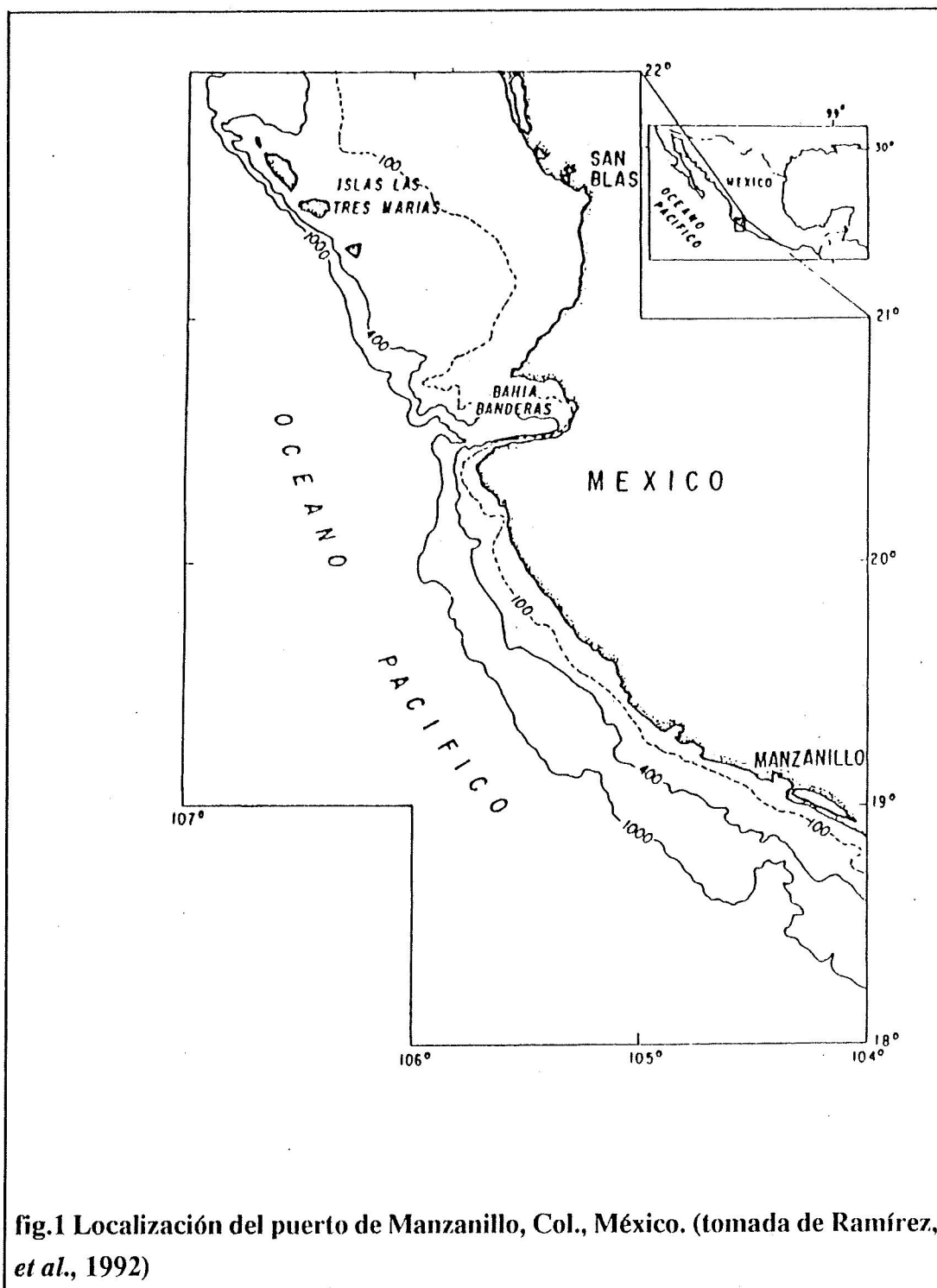
El puerto de Manzanillo se encuentra situado en el estado de Colima, México a los $19^{\circ}03'41.58''$ de latitud norte y los $104^{\circ}18'18''$ de longitud oeste (fig. 1). La ciudad y puerto de Manzanillo, tiene una ubicación estratégica ya que se localiza precisamente en la ruta de todas las líneas de navegación del norte, centro y sudamérica, así como del lejano oriente y oceanía. Dentro del litoral del pacífico es el sexto puerto de importancia (Secretaría de Marina, 1973). El puerto está situado en el rincón sureste de la bahía, teniendo fácil acceso los buques. El puerto interior cuenta con una longitud de atraque de 470 mts.

El tipo de marea en Manzanillo es mixta, con gran desigualdad diurna en las bajamares. Ocurren generalmente dos pleamares y dos bajamares cada día. En las fases de cuarto creciente y menguante de la luna, la marea se convierte en diurna unos días antes y después de dichas fases (Secretaría de Marina, 1973).

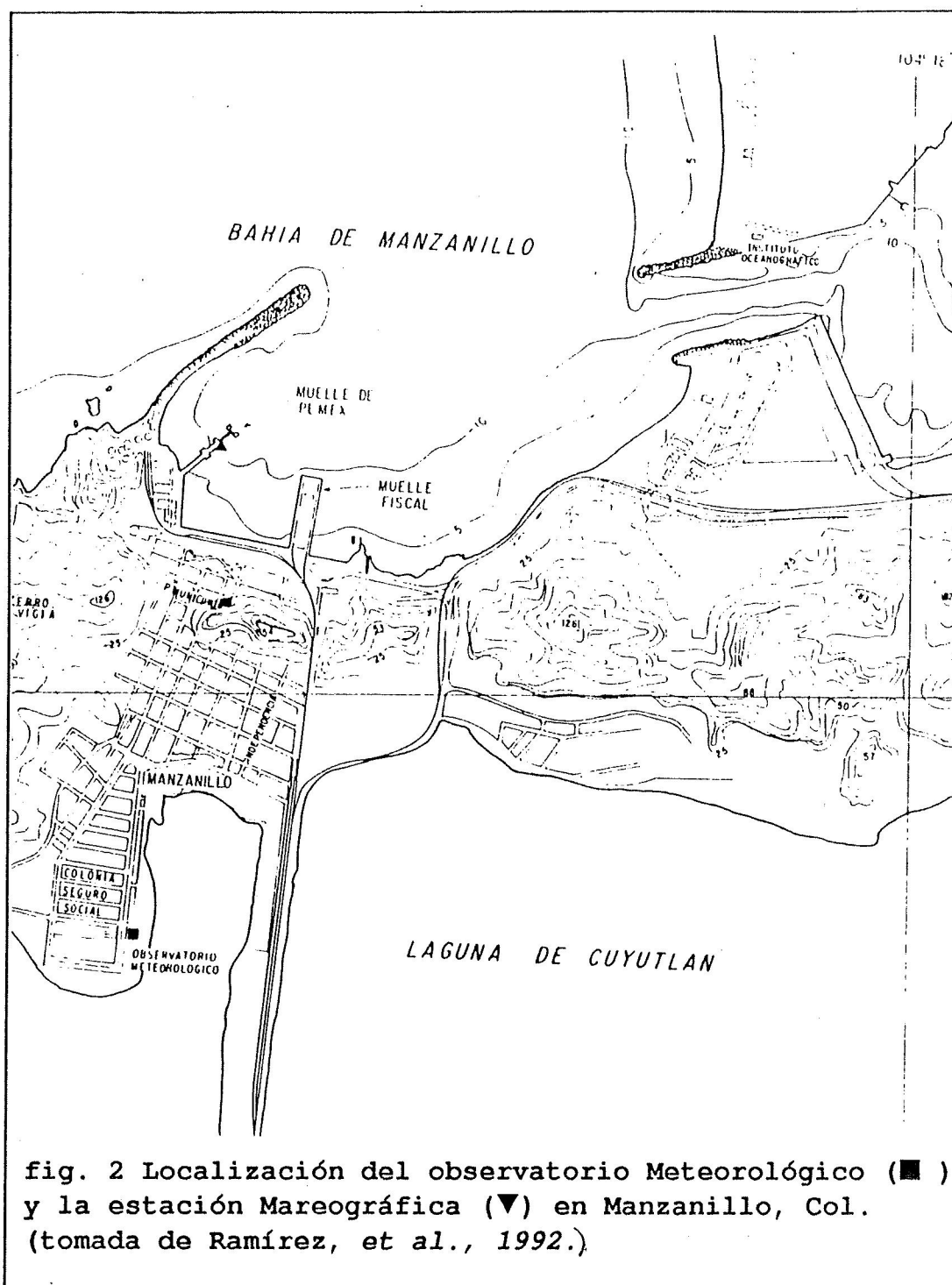
El puerto de Manzanillo es afectado cada año por ciclones y tormentas tropicales que se forman en el pacífico este. La época de ciclones va de mayo a noviembre, sin embargo, estas se pueden presentar en cualquier otro mes del año; los ciclones más intensos ocurren durante los meses de junio y octubre, el mayor fue registrado el 26 de octubre del año 1959, con vientos que excedieron los 135 nudos de intensidad.

Los vientos predominantes son del W y WNW (brisas suaves de 6 m/s); los vientos debidos a tormentas soplan del norte o del sur, estos ultimos causados por ciclones que algunas veces alcanzan velocidades de mas de 15 m/s.

La estación Mareográfica de Manzanillo, es una estación primaria que forma parte de la red básica del instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autonoma de México (UNAM). Fué instalada en el año de 1953 en el muelle Fiscal y en el año 1956 la estación fué cambiada al muelle de Pémex (fig. 2). El aparato registrador es un mareógrafo tipo estándar del U.S. Coast and Geodetic Survey. En 1982 éste mareógrafo dejó de operar y apartir de mayo de 1992 se instaló un nuevo mareógrafo.



El observatorio Meteorológico de Manzanillo, perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional ha cambiado de lugar en los últimos años, el anemómetro se encontraba en los años 50's en el cerro del vigía, el cual tiene una altura aproximada de 200 m. sobre el nivel del mar, los datos eran enviados para su procesamiento a la presidencia Municipal donde se encontraba el barómetro. En el año de 1972 el observatorio fué cambiado a la casa del observador en la Avenida Independencia, posteriormente fué instalado en la unidad habitacional Padre Hidalgo ubicada a 3 metros sobre el nivel del mar a un costado de la laguna Cuyutlán, apartir de dicha fecha las mediciones se realizan en el mismo lugar (fig. 2).



II.2 CONCEPTOS TEÓRICOS

II.2.1 COMPONENTES DEL VIENTO

Los datos de viento son una serie de tiempo vectorial la cual podemos representar de la forma:

$$W(t) = \{r(t), \theta(t)\}, \quad t = 0, \dots, T \quad (2.1)$$

donde: $r(t)$ es la rapidez al tiempo t .

$\theta(t)$ es la orientación azimutal al tiempo t .

T es el intervalo total o longitud del registro.

Para estar acorde con la convención oceanográfica de tomar la dirección de los vectores hacia donde se dirigen, se les suma 180° a los valores de dirección de viento. Además se le hace una corrección a la dirección en base a la orientación de la costa, (299°) con el proposito de tener la dirección norte-sur paralela a la costa y este-oeste perpendicular a la misma y se expresan los ángulos en el sistema trigonométrico:

$$\theta_{trig} = -\theta_{obs} + \frac{\pi}{2} \quad (2.2)$$

Después de esta transformación inicial, las series fueron descompuestas al sistema cartesiano convencional Este-Norte, mediante las relaciones:

$$U = r \cos \theta_{trig} \quad (2.3a)$$

$$V = r \sin \theta_{trig} \quad (2.3b)$$

Obteniendo, de esta manera, las series de las componentes Este (U) perpendicular a la costa con valores positivos hacia la misma y Norte (V) paralela a la costa con valores positivos hacia el norte. Representando finalmente al viento en función de sus componentes:

$$W(t) = \{U(t), V(t)\} \quad (2.4)$$

II.2.2 TEORIA ESPECTRAL

Cualquier serie de tiempo puede ser representada por series de Fourier (Brigham, 1974):

$$x(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos(2\pi n f_0 t) + b_n \sin(2\pi n f_0 t)) \quad (2.5)$$

donde a_n y b_n son los coeficientes de fourier dados por las integrales:

$$a_n = \frac{2}{T_0} \int_{-\frac{T_0}{2}}^{\frac{T_0}{2}} x(t) \cos(2\pi n f_0 t) dt \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (2.6a)$$

$$b_n = \frac{2}{T_0} \int_{-\frac{T_0}{2}}^{\frac{T_0}{2}} x(t) \sin(2\pi n f_0 t) dt \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (2.6b)$$

La transformada de Fourier para un intervalo infinito de el registro $x(t)$ con valores reales o complejos esta definida por:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\pi f t} dt \quad (2.7a)$$

Teóricamente, esta transformada $X(f)$ no existe para un $x(t)$ como miembro representativo de un proceso aleatorio estacionario cuando los limites infinitos son usados. Sin embargo se pueden restringir los limites a un intervalo $(0, T)$, entonces la transformada finita y discreta de Fourier existe tal que:

$$X(f, T) = \sum_{t=0}^{t=T} x(t) e^{-i2\pi f t} \quad (2.7b)$$

El espectro de potencia se calcula a través de la Transformada de Fourier de un registro $X(t)$, de un proceso aleatorio $\{X(t)\}$ (Bendat, 1961). Para un intervalo finito de tiempo $0 \leq t \leq T$ definimos:

$$G_{xx}(f) = 2 \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} E [|X(f, T)|^2] \quad (2.8a)$$

donde $X(f, T)$ es la transformada finita de Fourier de $x(t)$, E es el valor esperado. Un estimador de $G_{xx}(f)$ puede ser obtenido mediante:

$$\tilde{G}_{xx}(f) = \frac{2}{T} |X(f, T)|^2 \quad (2.8b)$$

El espectro cruzado entre dos registros $x(t)$ y $y(t)$ se puede definir mediante:

$$G_{xy}(f, T) = \frac{2}{T} E [X^*(f, T) Y(f, T)] \quad (2.9)$$

donde: Las cantidades $X(f, T)$ y $Y(f, T)$ representan las transformadas de Fourier de $x(t)$ y $y(t)$ respectivamente, $X^*(f, T)$ es el complejo conjugado de $X(f, T)$. El espectro cruzado se puede reescribir como sigue:

$$G_{xy}(f) = |G_{xy}(f)| e^{-i\theta_{xy}(f)} \quad (2.10)$$

La información que resulta del cálculo de espectros cruzados en general no es fácil de interpretar, sin embargo, sus resultados ayudan a evaluar dos relaciones explícitas adicionales:

a) La función de coherencia definida mediante:

$$|G_{xy}|^2 \leq G_{xx}(f) G_{yy}(f) \quad (2.11)$$

$$\gamma_{xy}^2(f) = \frac{|G_{xy}(f)|^2}{G_{xx}(f) G_{yy}(f)} = |H_{xy}(f)|^2 \frac{G_{xx}(f)}{G_{yy}(f)} \quad (2.12)$$

donde: γ_{xy}^2 es la función de coherencia cuadrada, la cual esta acotada mediante:

$$0 \leq \gamma_{xy}^2(f) \leq 1$$

$\gamma_{xy}^2(f)$ es una cantidad real; que indica la relación lineal entre las series X y Y en una frecuencia específica. $\gamma_{xy}^2(f) = 1$ si todas las variaciones de ambas series se relacionan con un proceso lineal común; $\gamma_{xy}^2(f) \neq 1$ si alguno de los procesos es no lineal, o si parte o ambos procesos se asocian con procesos lineales independientes.

b) La función de admitancia, conocida por función de respuesta en frecuencia.

Del extremo derecho de la ecuación (2.12) obtenemos la función de respuesta en frecuencia o factor de ganancia:

$$|H_{xy}(f)| = \frac{|G_{xy}(f)|}{G_{xx}(f)} \quad (2.13a)$$

Podemos expresar en forma exponencial la función de respuesta en frecuencia como:

$$H_{xy}(f) = |H_{xy}| e^{-i\Phi_{xy}(f)} \quad (2.13b)$$

donde:

$$\Phi_{xy}(f) = \tan^{-1} \left[\frac{Q_{xy}(f)}{C_{xy}(f)} \right] \quad (2.13c)$$

$\Phi_{xy}(f)$ nos indica la diferencia de fase a cada frecuencia, de esta podemos obtener el retraso en tiempo de una serie con respecto a la otra mediante:

$$\tau = \frac{\Phi_{xy}(f)}{2\pi f} \quad (2.13d)$$

Cuando $\Phi_{xy}(f)$ es cero, la respuesta es instantanea, es decir, un cambio positivo (o negativo) de la variable x produce una variación en el mismo sentido en la variable y . Con una fase de 180° , los sentidos de las fluctuaciones son inversos. Si la respuesta entre 2 variables (vgr. presión y nivel del mar) es isostática, entonces el valor de la coherencia es cercano a la unidad, el factor de ganancia es del orden de 1 y la fase es 180° .

El error probable respecto al factor de ganancia resulta de :

$$\tilde{\sigma}^2 = \left(\frac{2}{n-2} \right) F_{2,n-2,\alpha} [1 - \gamma_{xy}^2(f)] \frac{G_y(f)}{G_x(f)} \quad (2.14)$$

donde:

$n=2BeT$: número de grados de libertad

Be : ancho de banda

T : Longitud del registro

$F_{2,n-2,\alpha}$: distribución F (Fisher's)

α : 1.0 - la probabilidad de que el error no exceda a $\tilde{\gamma}$

El error de fase se define mediante:

$$\Delta\theta(f) = \sin^{-1} \left(\frac{\tilde{\sigma}}{|H(f)|} \right) \quad (2.15)$$

II.3 DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS

Se tienen datos de viento superficial (rapidez y dirección) y presión atmosférica obtenidos por los observatorios del Servicio Meteorológico Nacional en Manzanillo, Col. y series de nivel del mar de la estación mareográfica de la UNAM. La descripción detallada de estos datos al igual que las gráficas de series anuales puede verse en Ramirez, *et al.* (1992); a continuación se resume solo parte de la descripción.

Los datos de viento fueron obtenidos con un anemómetro de veleta de 1952 a 1975. De 1976 en adelante se han recopilado mediante un Anemocinémógrafo Panel F420-CM4, el cual produce una gráfica para dirección del viento y otra para rapidez. De dichas gráficas se obtiene el viento dominante en una hora con una resolución de .1 m/s.

Los datos de presión atmosférica se leen directamente de un barómetro de mercurio y se realizan las correcciones por temperatura y por altura de la estación obteniendo la presión referida al nivel medio del mar. De 1950 a 1975 los datos no tienen la corrección debido a la altura de la estación. Los datos de presión atmosférica que se encontraban en milímetros de mercurio se convirtieron en milibares.

Los datos de nivel de mar son colectados en forma analógica y enviados al instituto de Geofísica de la UNAM para ser digitizados y capturados en un sistema de cómputo. Los registros son digitizados con un muestreo horario y tienen una resolución de décimas de pie.

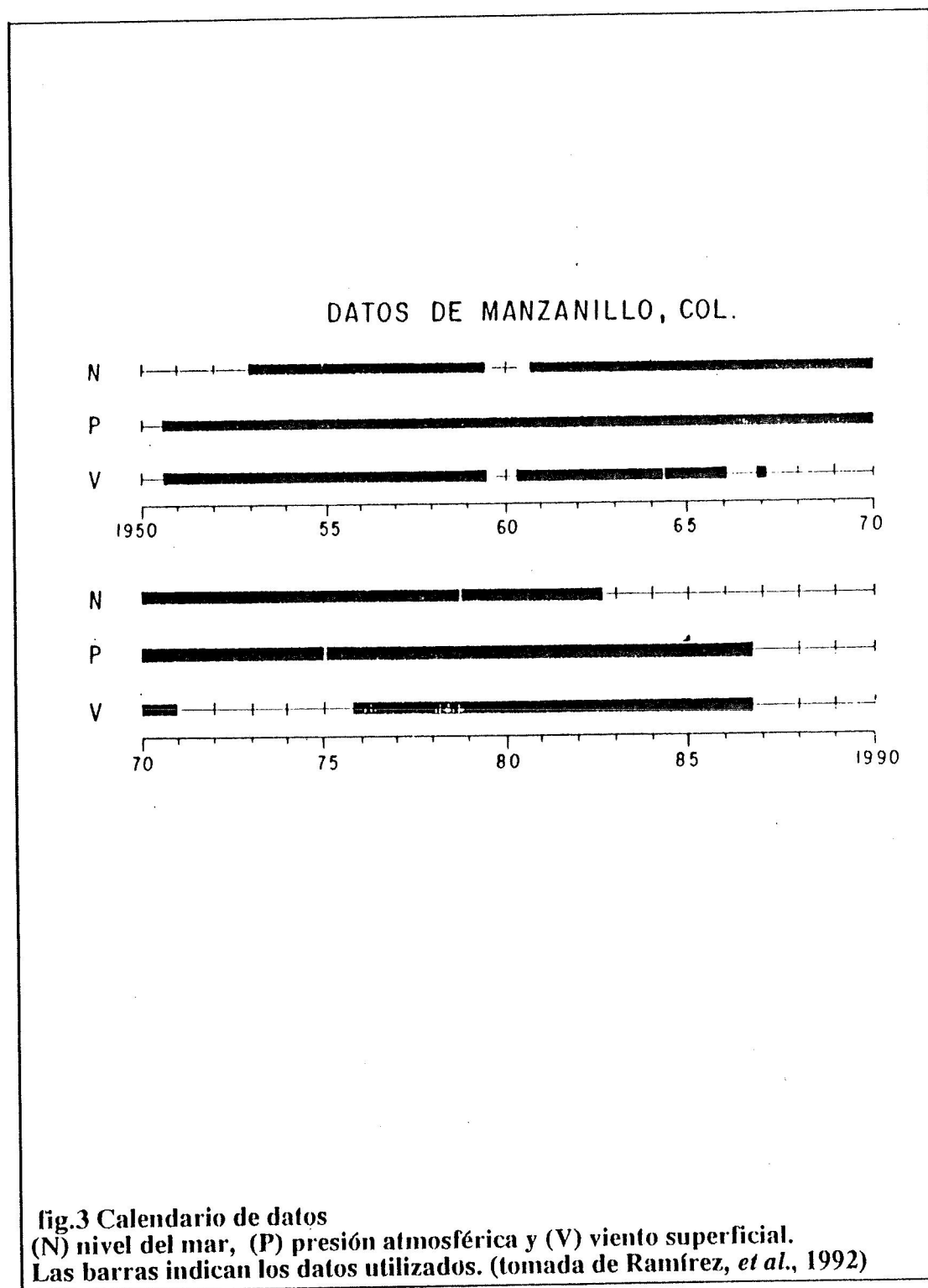
Los intervalos de muestreo de los registros meteorológicos han tenido cambios; de 1952 a 1975 las variables se registraban tres veces al día (7,14 y 21 hs); 1975 y 1976 se registraron cada 3 hs (0,3,6,9,12,15,18 y 21 hs) y de 1976 en adelante los registros son horarios. Los intervalos de muestreo de los registros de nivel del mar son horarios a lo largo de todos los años. La localización de los aparatos, unidades, muestreo y periodos de lecturas de los datos se resumen en la tabla I.

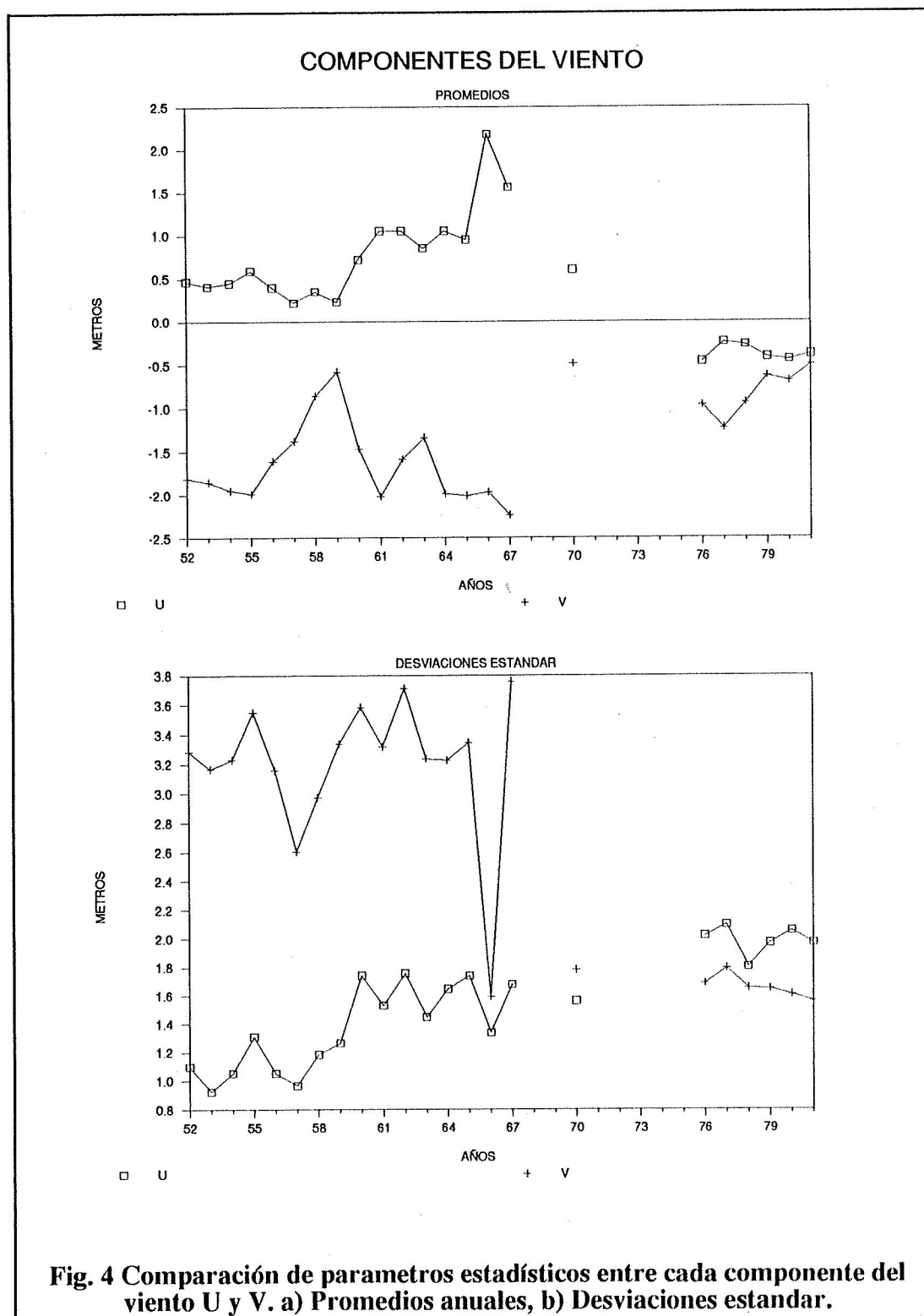
Con estos datos se formaron series de tiempo anuales que van del 1ro de Mayo al 30 de Abril; en la fig. 3 puede observarse la disponibilidad de datos y huecos existentes en las series analizadas. A lo largo de todos los años procesados, los datos de viento

TABLA I LOCALIZACIÓN DE LOS APARATOS, UNIDADES, MUESTREO Y PERIODOS DE LECTURAS DE LOS DATOS

VARIABLE	PERIODO	APARATO	LOCALIZACION	MUESTREO	UNIDADES	RESOLUCION
VIENTO	52-72	ANEMOMETRO	CERRO DEL VIGIA	7,14,21 HS.	M	.1M/S
	72-75	ANEMOCINEMOGRAFO	AV. INDEPENDENCIA	0,3,6,9,12,15,18,21, HS. HORARIOS		
	75-76					
	76-86					
PRESION	52-72	BAROMETRO DE MERCURIO	PRESIDENCIA MUNICIPAL	7,14,21	MB	.1 MB
	72-75		AV. INDEPENDENCIA	HS.		
	75-76			0,3,6,9,12,15,18,21 HS.		
	76-86			HORARIOS		
NIVEL DEL MAR	53-56	MAREOGRAFO TIPO ESTANDAR DEL U.S. COAST	MUELLE FISCAL	HORARIOS	FT	.1 FT
	56-82	AND GEODETIC SURVEY	MUELLE DE PEMEX			

son los más afectados por los cambios de localización del observatorio. En la tabla II puede observarse que mientras el anemómetro se encontraba a 200 metros sobre el nivel del mar y sin obstáculos que frenaran o filtraran las mediciones de viento (ver tabla I), el promedio y la variabilidad de la rapidez del viento eran notablemente mayores que una vez instalado el observatorio a un lado de la laguna; este cambio en el promedio de magnitud y dirección es debido a que la topografía afecta de manera directa las mediciones en cada uno de los sitios de observación; en la fig. 4a puede observarse que el promedio de la componente U fue aumentando del año 1959 al 1966, después de 1966 los valores van disminuyendo y cambian además de signo, el cual representa el sentido del viento (+ hacia el este y - hacia el oeste). La componente V tiene un patrón parecido de 1959-1966 sus valores van aumentando, pero de 1976 en adelante disminuyen. En la fig. 4b las desviaciones estándar de la componente V disminuyen en los últimos años (1976 en adelante) mientras que los valores de la componente U van aumentando ligeramente en el transcurso del tiempo.





II.4 ANÁLISIS PRELIMINAR

Después de tener los datos completos y ordenados se realizó un análisis de calidad de los mismos, mediante el graficado y estandarizado de todas las series. Se calcularon además estadísticas básicas anuales de todas las variables, ver tablas II, III y IV.

Los datos visiblemente disparados así como donde existieran huecos que no excedían más de 1 día fueron interpolados con la finalidad de evitar interrupciones en las series de tiempo (ver tablas II, III y IV donde los huecos y su tamaño pueden observarse en el número total de datos que presenta cada serie anual) y además tener los registros a intervalos iguales de tiempo (8, 16, 24 hs). Las series de viento se interpolaron linealmente y los datos de presión atmosférica por splines cúbicos, esto debido al comportamiento de cada serie donde las series de viento tienen una variabilidad más marcada mientras que las series de presión tienen un comportamiento más sinusoidal.

Las series de nivel de mar se convirtieron a metros. Se filtraron mediante el filtro de Groves (1955) para eliminar de las series periodos menores e iguales a un día y se corrigieron por presión, con la finalidad de trabajar con el nivel del mar ajustado (Gill, 1982).

Dado que en pocas ocasiones se observa una respuesta directa de variaciones de nivel de mar a presión atmosférica (figs. 5 y 6) se decidió además de hacer una descripción de el comportamiento de cada variable agrupar los análisis de la siguiente manera:

a) Series anuales en las que se observan oscilaciones entre 30-60 días en las series de nivel del mar, figs. 7-10.

b) Posible cambio en las series de presión atmosférica en los años Niño 57, 65, 72, 79 y 82.

TABLA II ESTADÍSTICAS BÁSICAS DE RAPIDEZ DE VIENTO
UNIDADES EN METROS/SEG

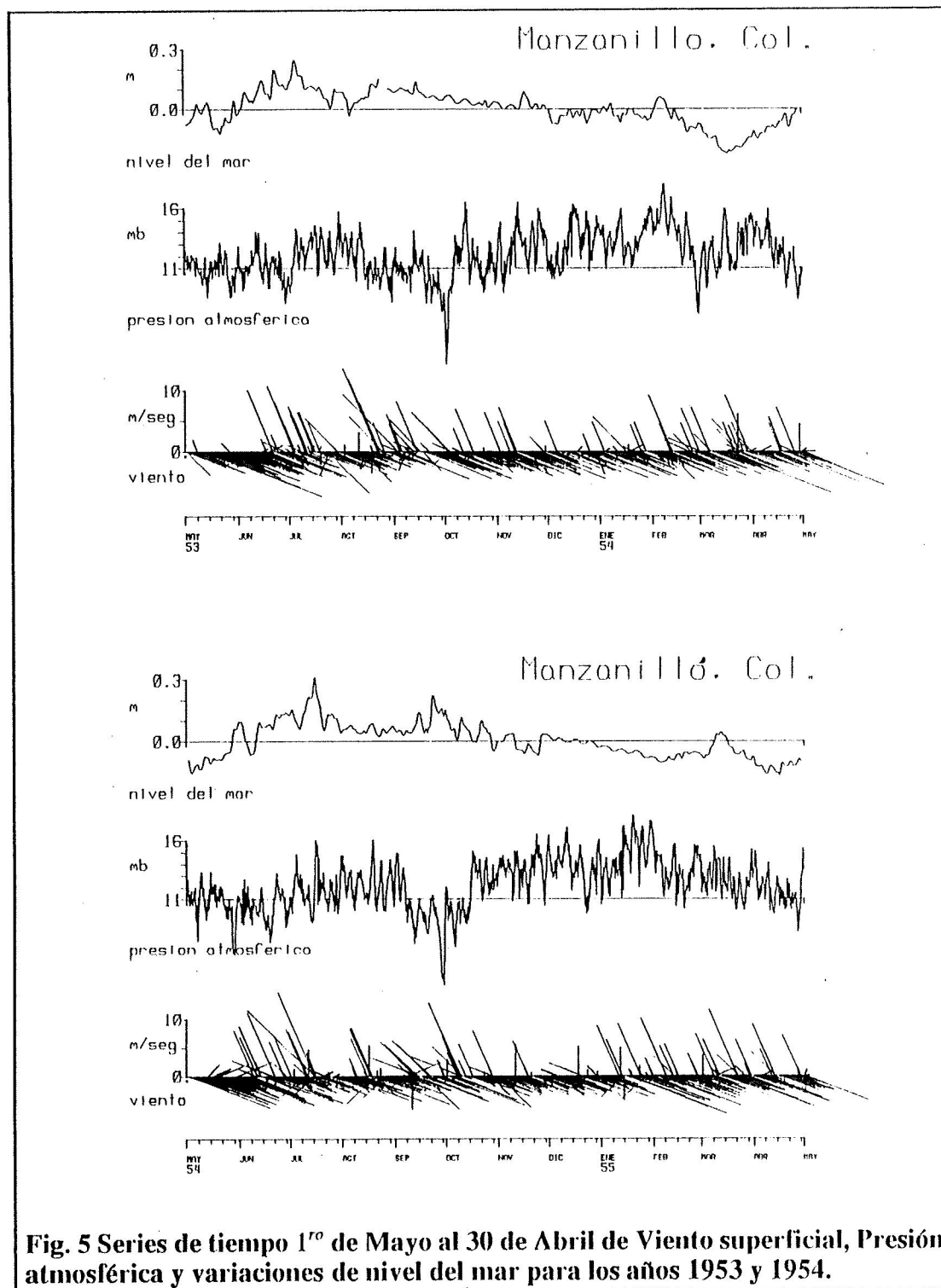
AÑO	NO. DE DATOS	PROMEDIO (M)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO
1950	360	2.80	3.692	0.000	19.000
1951	1098	2.87	3.630	0.000	23.000
1952	1095	2.85	3.548	0.000	17.600
1953	1095	2.85	3.476	0.000	20.200
1954	1095	3.00	3.674	0.000	18.000
1955	1098	3.10	3.820	0.000	29.000
1956	1095	2.73	3.406	0.000	19.900
1957	1095	2.22	2.829	0.000	22.500
1958	1095	2.26	2.999	0.000	18.000
1959	537	2.68	3.306	0.000	19.000
1960	726	3.69	3.756	0.000	21.700
1961	1094	3.65	3.762	0.000	18.000
1962	1093	3.62	3.993	0.000	21.000
1963	1098	3.01	6.449	0.000	20.000
1964	985	3.60	3.736	0.000	18.600
1965	1084	3.78	3.837	0.000	17.000
1966	165	4.83	3.936	0.000	13.600
1967	183	4.06	3.999	0.000	18.400
1968	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1969	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1970	902	1.93	2.379	0.000	16.000
1971	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1972	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1973	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1974	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1975	544	2.41	1.497	0.000	10.000
1976	4093	2.53	1.490	0.000	15.000
1977	6415	2.70	1.360	0.000	10.000
1978	3690	2.33	1.336	0.000	14.000
1979	8742	2.37	1.141	0.000	11.000
1980	8757	2.41	1.157	0.000	14.000
1981	7733	2.33	1.177	0.000	12.000
1982	7281	2.37	1.173	0.000	15.000
1983	6947	2.17	1.158	0.000	20.000
1984	8232	1.95	1.018	0.000	10.000
1985	8415	1.85	0.887	0.000	12.000
1986	5163	1.87	0.973	0.000	10.000

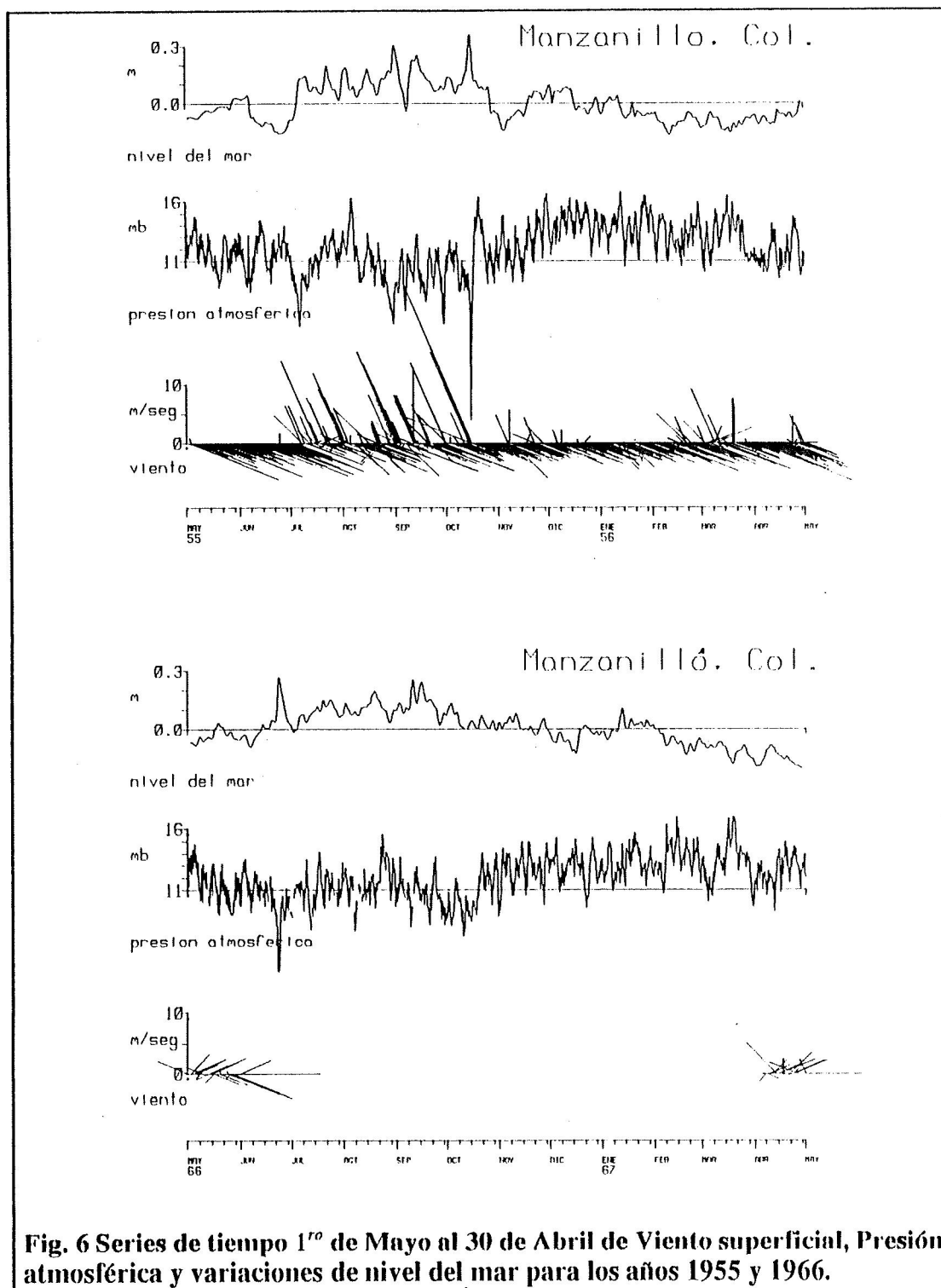
TABLA III ESTADÍSTICAS BÁSICAS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA
UNIDADES EN MILIBARES
(MB+1000)

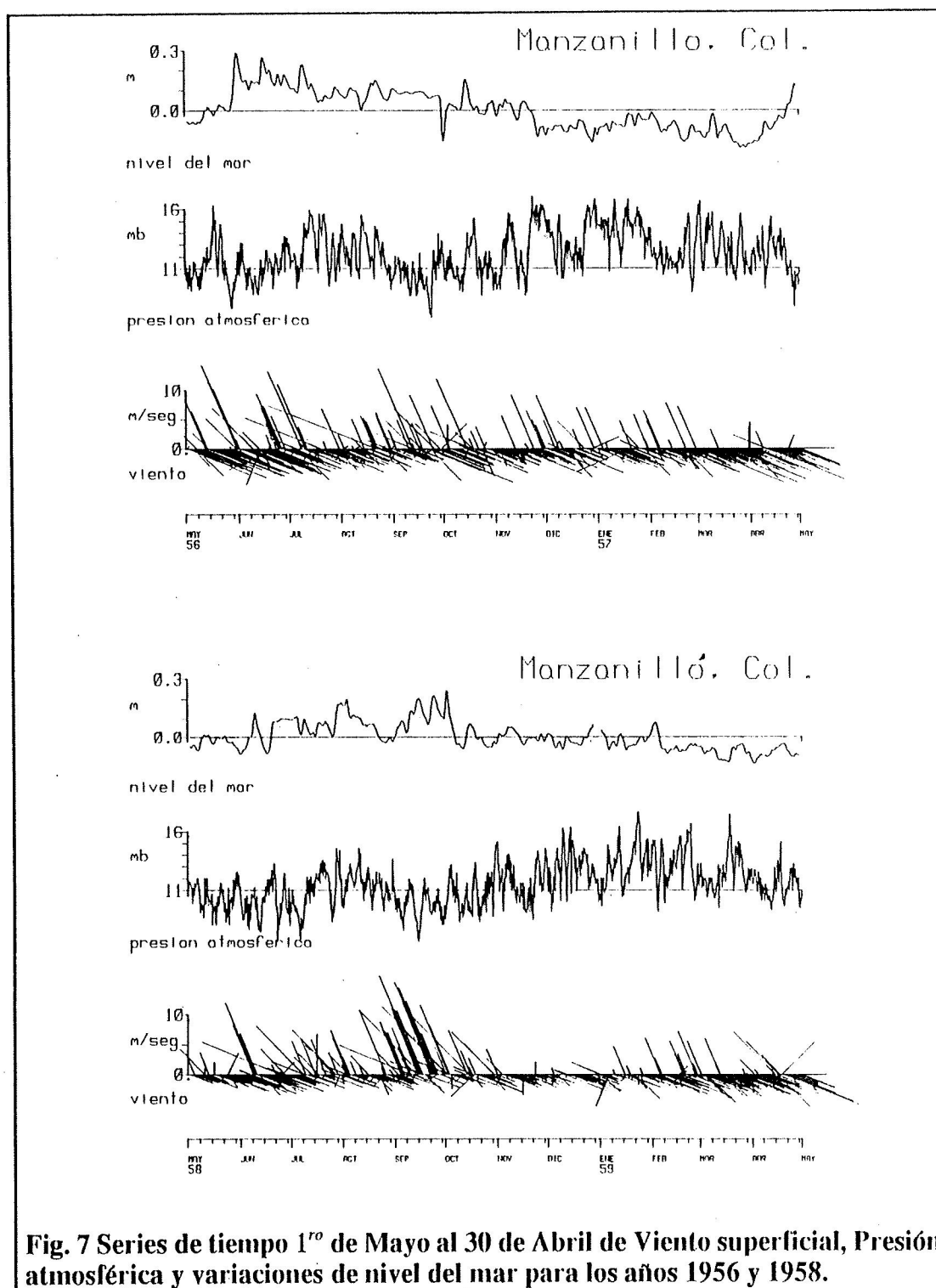
AÑO	NO. DE DATOS	PROMEDIO (MB)	DESVIACIÓN ESTANDAR	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO
1950	360	13.57	2.075	8.900	19.600
1951	1098	11.87	1.764	3.100	17.300
1952	1095	12.25	1.883	6.100	17.500
1953	1095	12.09	1.922	2.800	18.000
1954	1095	12.12	2.138	3.500	18.100
1955	1098	11.98	2.098	-2.500	16.800
1956	1095	12.21	1.922	6.800	17.100
1957	1095	11.42	1.760	4.700	18.400
1958	1095	11.46	1.854	6.700	17.700
1959	1097	11.86	1.961	5.500	16.500
1960	1095	12.02	2.123	5.600	18.800
1961	1095	12.19	2.028	4.300	18.100
1962	1095	12.47	1.975	5.700	17.300
1963	1098	11.73	1.825	4.300	18.400
1964	1095	11.98	1.634	6.500	17.100
1965	1095	11.27	1.514	7.500	17.200
1966	1077	11.95	1.781	4.000	16.900
1967	1098	12.29	1.876	6.000	18.400
1968	1095	11.49	1.536	6.300	15.300
1969	1095	10.93	2.044	1.700	16.900
1970	1076	11.47	1.909	4.300	17.600
1971	1098	11.22	1.707	5.200	16.500
1972	1095	10.64	1.677	4.700	15.900
1973	1095	11.45	1.936	3.900	18.000
1974	1094	11.09	1.904	-1.900	17.500
1975	2773	11.38	1.908	6.100	17.200
1976	4118	10.95	1.921	1.300	17.300
1977	6424	10.69	1.934	4.700	18.400
1978	3689	10.63	1.832	3.500	16.400
1979	8756	10.29	2.069	1.300	16.400
1980	8760	10.90	2.091	4.800	18.400
1981	7877	11.13	1.873	1.300	17.900
1982	7345	10.66	1.751	3.500	16.300
1983	6943	11.04	1.955	2.300	18.100
1984	8221	11.40	2.043	2.000	17.900
1985	8424	11.76	1.841	5.300	18.700
1986	5238	11.45	1.945	5.800	17.000

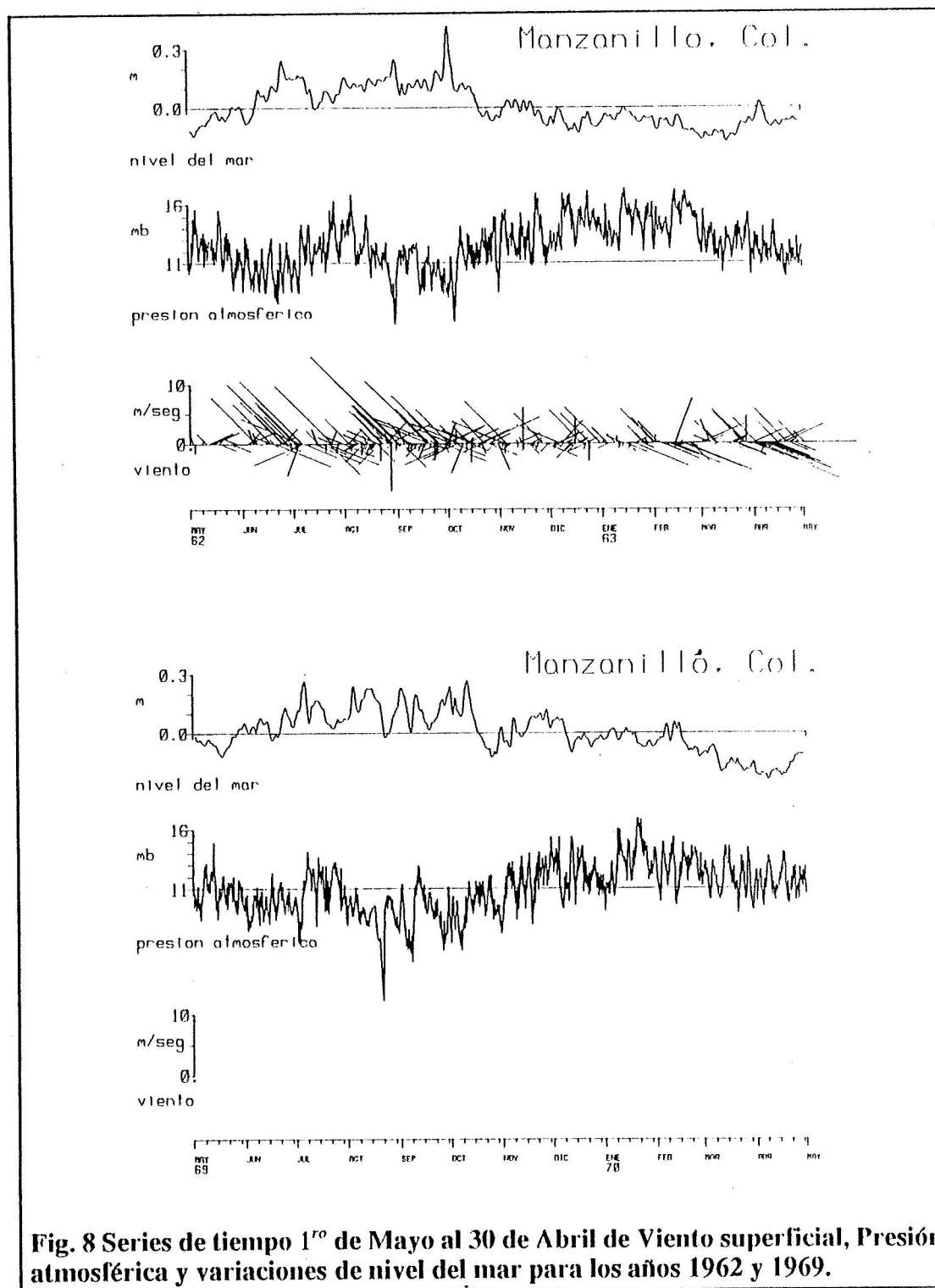
TABLA IV ESTADÍSTICAS BÁSICAS DE VARIACIONES DE NIVEL DEL MAR
UNIDADES EN METROS

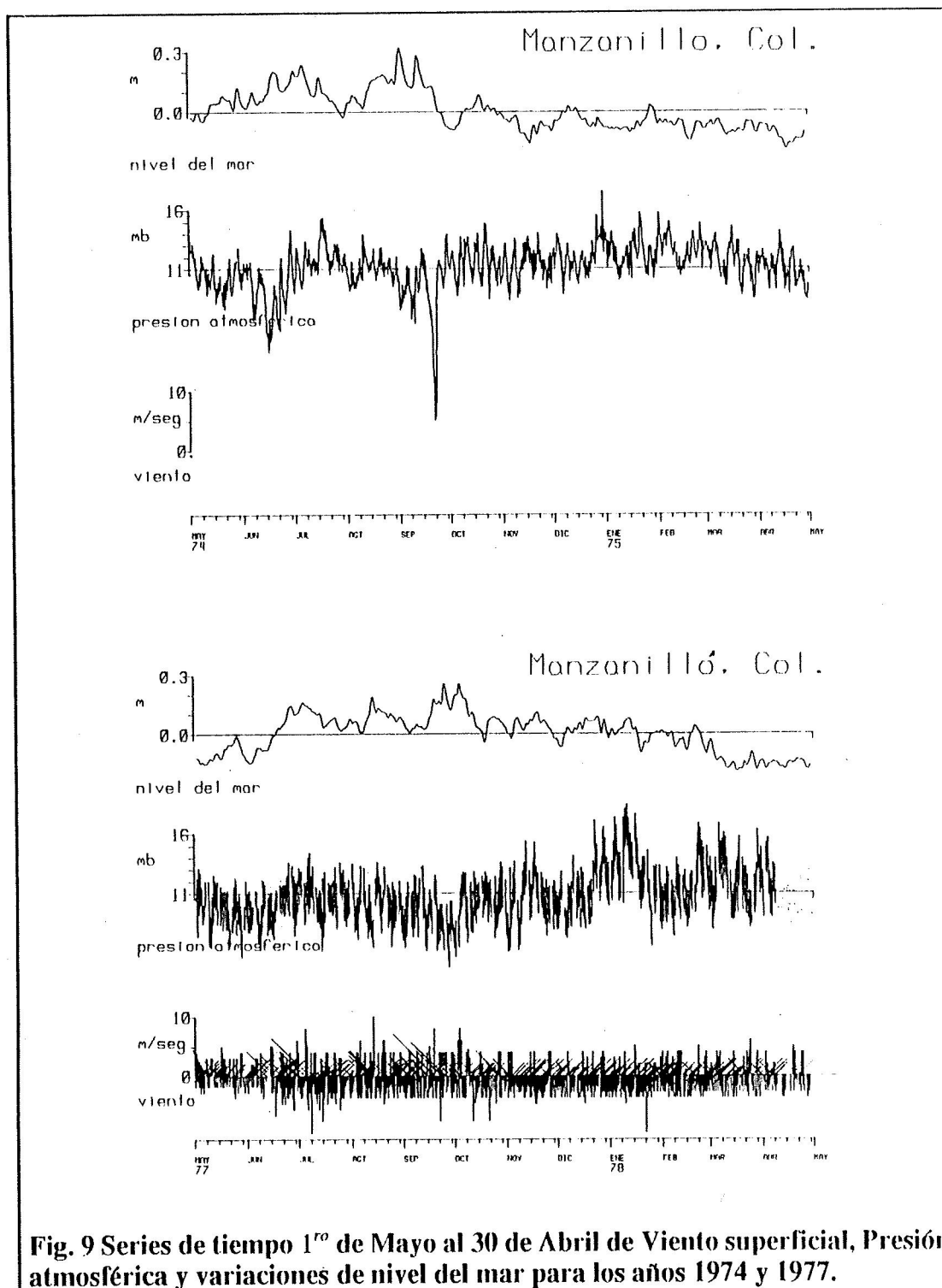
AÑO	NO. DE DATOS	PROMEDIO (M)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO
1950	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1951	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1952	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1953	8752	0.00	0.087	-0.224	0.246
1954	8690	0.00	0.086	-0.173	0.309
1955	8714	0.00	0.097	-0.160	0.365
1956	8690	0.00	0.100	-0.189	0.288
1957	8690	0.00	0.103	-0.258	0.300
1958	8572	0.00	0.075	-0.141	0.240
1959	3602	0.00	0.069	-0.141	0.223
1960	2810	0.00	0.065	-0.127	0.105
1961	8690	0.00	0.108	-0.246	0.299
1962	8690	0.00	0.102	-0.176	0.418
1963	8714	0.00	0.111	-0.220	0.240
1964	8690	0.00	0.084	-0.177	0.237
1965	8690	0.00	0.111	-0.264	0.233
1966	8690	0.00	0.092	-0.204	0.265
1967	8714	0.00	0.098	-0.235	0.206
1968	8690	0.00	0.084	-0.206	0.238
1969	8690	0.00	0.112	-0.242	0.265
1970	8502	0.00	0.085	-0.143	0.241
1971	8714	0.00	0.083	-0.157	0.263
1972	8690	0.00	0.126	-0.330	0.237
1973	8690	0.00	0.074	-0.117	0.292
1974	8690	0.00	0.101	-0.196	0.319
1975	8714	0.00	0.079	-0.152	0.242
1976	8690	0.00	0.120	-0.280	0.337
1977	8690	0.00	0.098	-0.187	0.257
1978	7758	0.00	0.097	-0.237	0.237
1979	8714	0.00	0.086	-0.168	0.256
1980	8607	0.00	0.100	-0.218	0.308
1981	8690	0.00	0.076	-0.148	0.207
1982	5810	0.00	0.105	-0.246	0.245
1983	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1984	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1985	0	0.00	0.000	0.000	0.000
1986	0	0.00	0.000	0.000	0.000

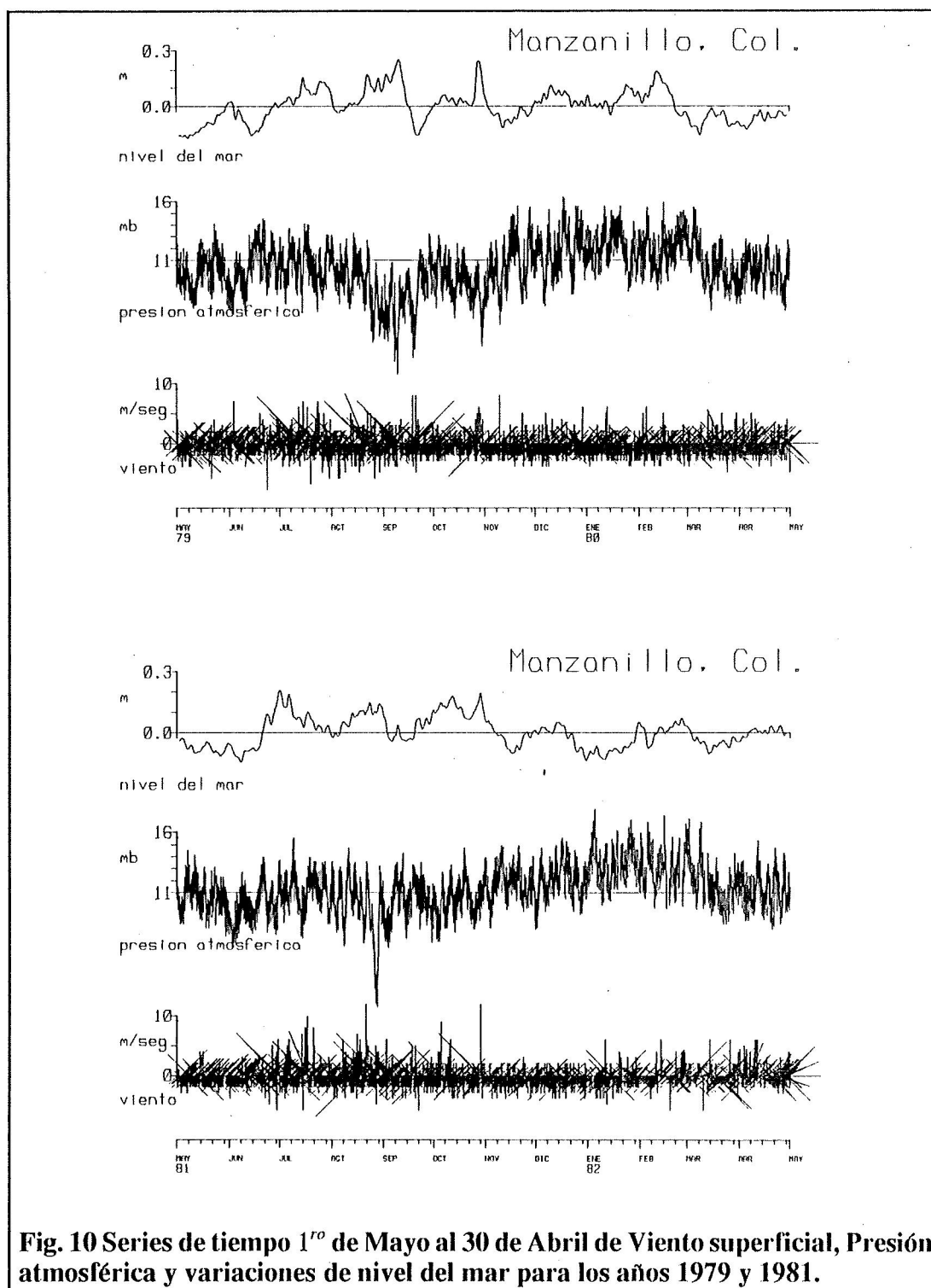












II.5 ANÁLISIS ESPECTRAL

ESPECTROS ANUALES

Se formaron series de tiempo anuales con 3 datos diarios y se calcularon espectros de potencia con 6 grados de libertad tomándose en cuenta para el análisis los años en los que se tuviera como mínimo 1024 datos. Para los años 1976 en adelante en los que se tienen 24 lecturas diarias, se tomaron únicamente 3 lecturas por día, las que coinciden en tiempo con las existentes para los años anteriores a 1976 (8,16,24 hrs.).

Se calcularon autoespectros para los siguientes casos:

a) Para las series de viento se calcularon sus componentes y se obtuvieron autoespectros para cada componente; b) Para las series de presión atmosférica y c) Para las series nivel de mar filtradas mediante el filtro de Groves (1955) y ajustadas por presión atmosférica.

ESPECTROS INTERANUALES

Se formaron series con promedios diarios, de 2048 datos que equivalen a 5.6 años y se calcularon autoespectros con 6 grados de libertad. ver Tabla V.

Las series interanuales fueron filtradas para eliminar el ciclo anual y poder observar más claramente otras contribuciones. Se analizaron los siguientes conjuntos de datos:

**TABLA V VARIABLES Y PERIODOS PARA LOS CUALES SE OBTUVIERON
AUTOESPECTROS INTERANUALES**

VARIABLE	PERIODO
COMPONENTES DEL VIENTO (U,V)	53-58 61-66 76-81
PRESIÓN ATMOSFÉRICA	53-58 61-66 67-72 76-81
VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR	53-58 61-66 67-72 76-81

ESPECTROS CRUZADOS ANUALES

Se calcularon espectros cruzados para los siguientes casos:

- a) componentes del viento -> Variaciones de nivel del mar
- b) presión atmosférica -> Variaciones de nivel del mar

Se grafica fase y admitancia de las frecuencias con coherencia mayor a 0.6.

CASOS ESPECIALES

- a) Las series anuales con oscilaciones en el nivel del mar entre 30-60 días, especialmente los años 56,58,62,69,74,77,79 y 81.
- b) Cambio posible en la magnitud o comportamiento de las series de presión atmosférica en los años Niño 57,65,72,79 y 82.

III RESULTADOS

III.1 ESPECTROS ANUALES

a) componentes U,V del viento

La componente U (perpendicular a la costa) tiene un comportamiento similar en todas las series analizadas. Se observa un pico de energía muy marcado en la banda diurna, el cual se acentúa a partir del año 1960, pero es de 1976 en adelante cuando esta contribución es más importante con respecto a otros periodos. Existen algunos picos de energía que van en general de periodos de 10 días a 40 días, repitiéndose con mayor frecuencia las oscilaciones de alrededor de 10 días, en especial los años 54,57,58,76 y 81. La cantidad de energía promedio no parece variar a lo largo de todas las series anuales analizadas. Se muestran algunos años representativos donde se pueden observar las series de espectros anuales de dicha componente, fig. 11.

La componente V (paralela a la línea de costa) tiene mayor energía hacia las bajas frecuencias; La contribución diurna se mantiene en el mismo orden a lo largo de todos los años. Tiene periodicidades bien delimitadas para periodos de 20 días, los cuales parecen no presentarse para todos los años. La cantidad de energía promedio para cada serie anual disminuye a partir del año 1976. ver fig. 12

La componente V es mas energética que la componente U en 2 ordenes de magnitud, para periodos cortos, menores de 2 dias, la diferencia de energía tiende a minimizarse, para los años '76 en adelante el orden de magnitud para cada componente es el mismo.

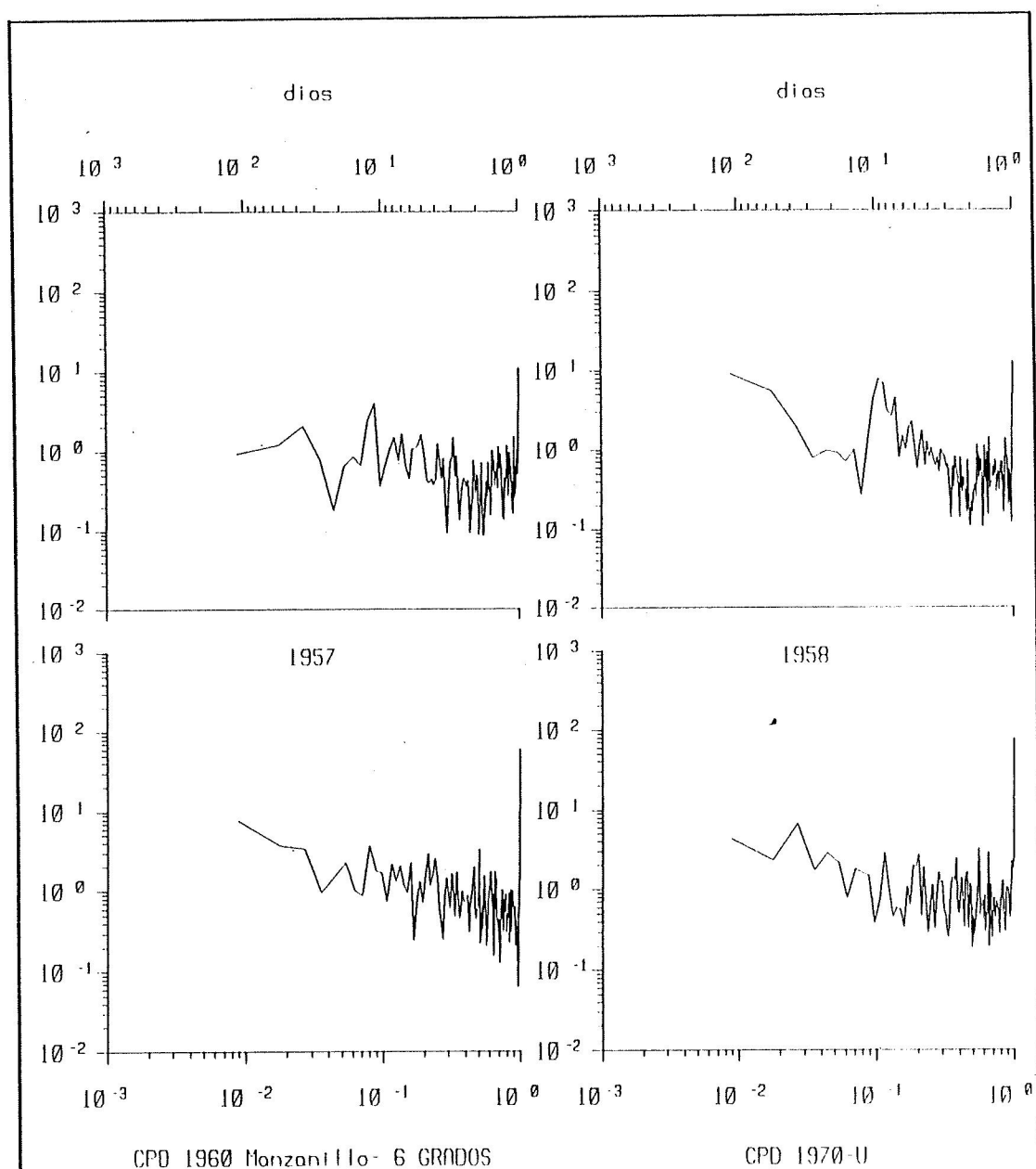
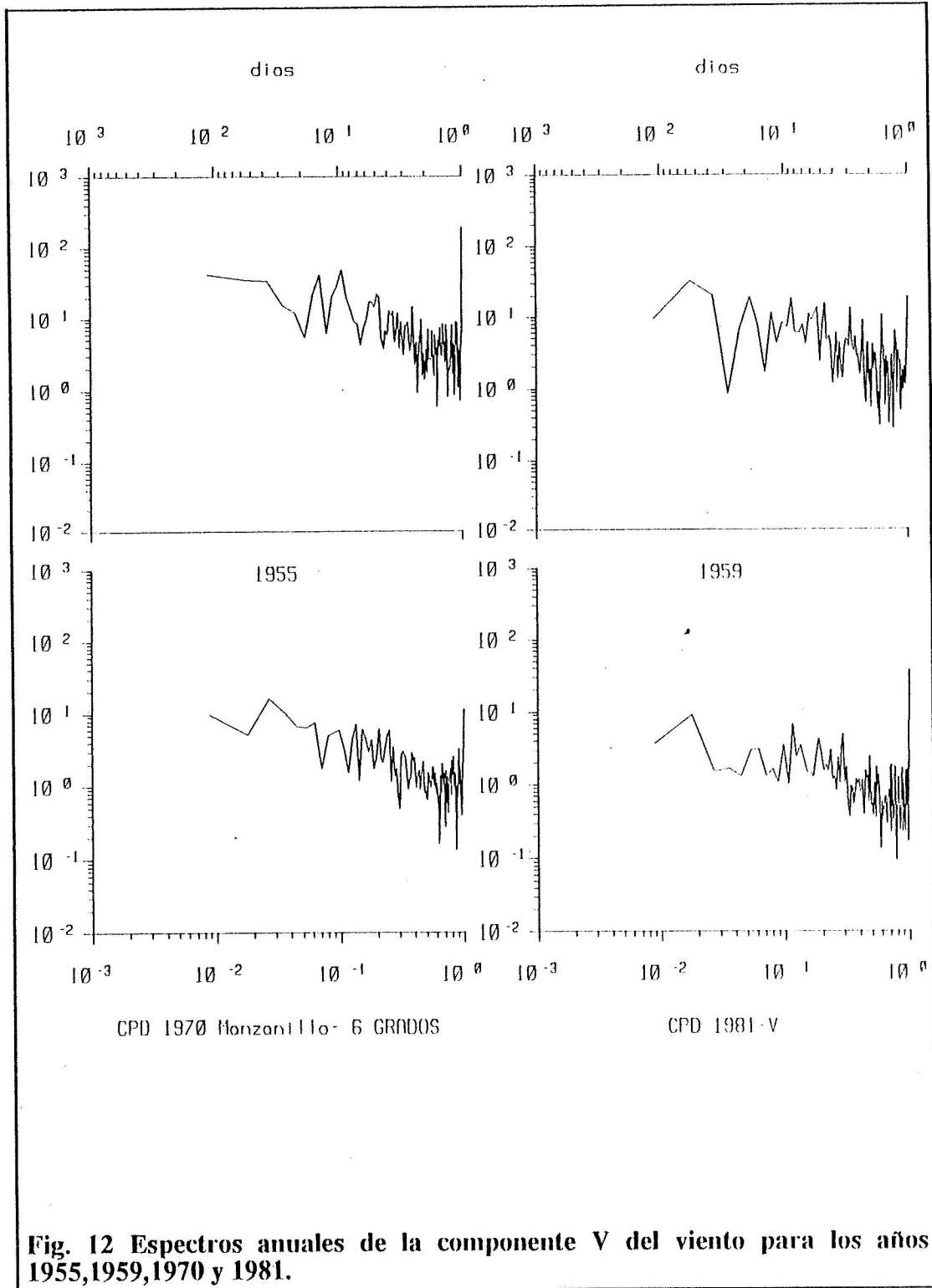


Fig. 11 Espectros anuales de la componente U del viento para los años 1957, 1958, 1960 y 1970.



b) Presión atmosférica

Las series de presión atmosférica muestran un espectro rojo, es decir, que la mayor energía esta concentrada hacia las bajas frecuencias. Este aumento de energía hacia las bajas frecuencias se lleva a cabo en forma escalonada, para frecuencias menores de 0.5 cpd la energía es constante, despues del cual se observa un aumento considerable para luego mantenerse hasta frecuencias de alrededor de 0.12 cpd, para frecuencias menores de 0.1 cpd las contribuciones de cada banda son ya más diferenciadas aumentando hacia bajas frecuencias. A lo largo de todas las series se observa que la banda diurna es muy marcada, siendo en algunos años incluso la de mayor contribución a la serie, especialmente de los años 76-82. Se tienen oscilaciones en promedio de 45 días, con fluctuaciones que van desde 20 a 90 días. Se observan oscilaciones de 60 días para los años 57,77,78 y 79. Existen además oscilaciones de 20 días para los años 64,68,72 y 76. El comportamiento general y las oscilaciones predominantes pueden observarse en las figs. 13 y 14

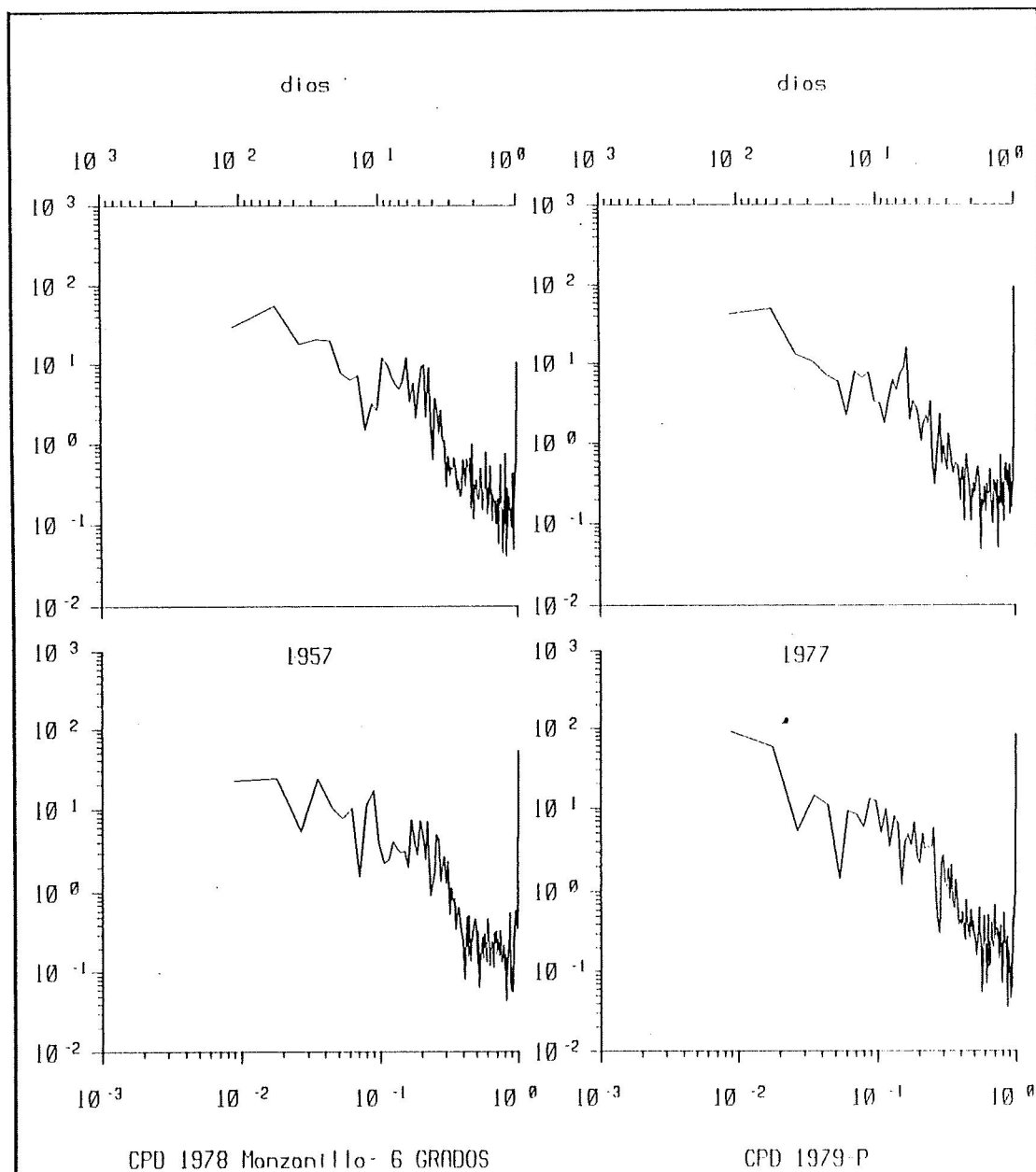


Fig. 13 Espectros anuales de Presión atmosférica para los años 1957, 1977, 1978 y 1979.

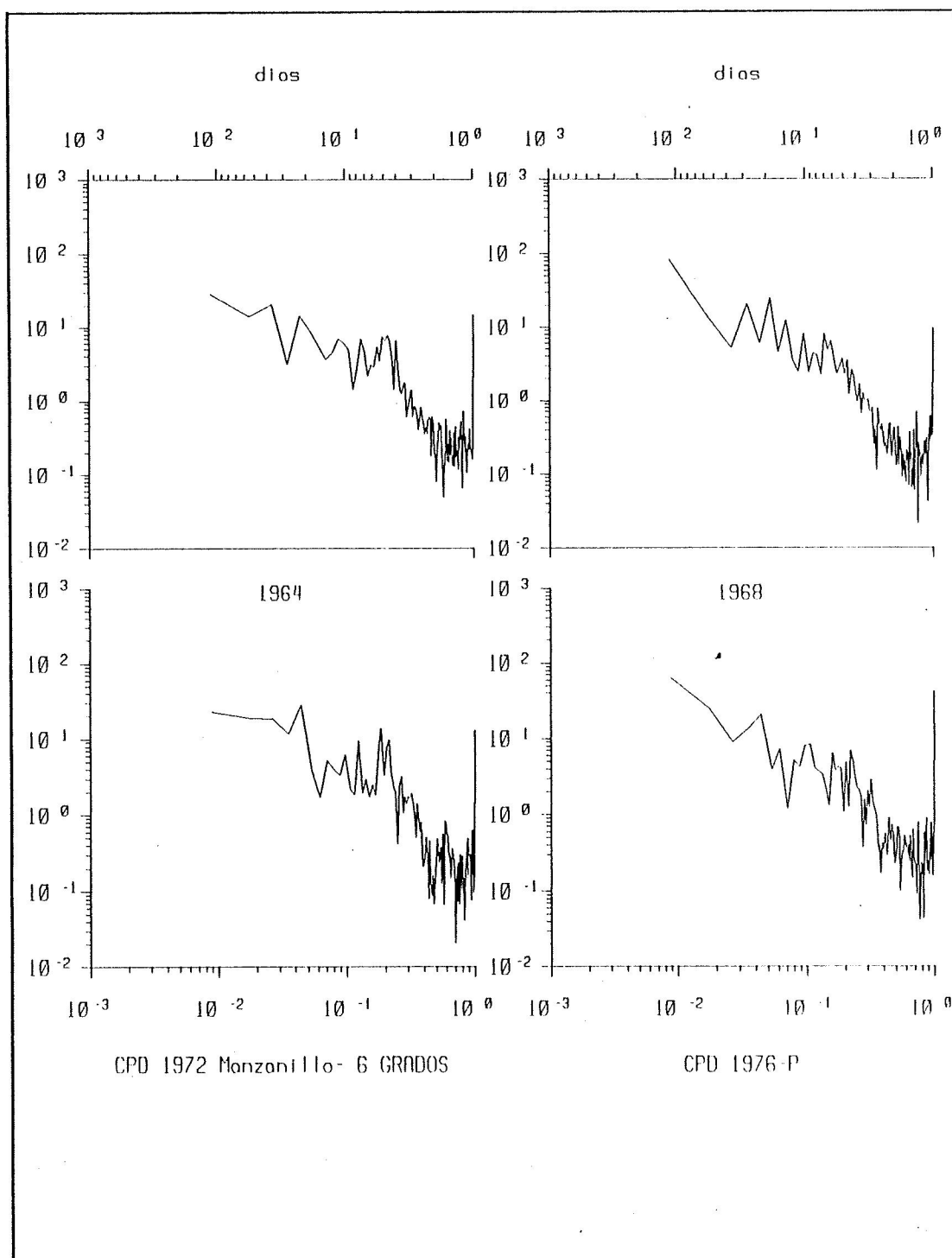


Fig. 14 Espectros anuales de Presión atmosférica para los años 1964, 1968, 1972 y 1976.

c) Variaciones de nivel del mar

Las series de nivel de mar tienen el espectro rojo más marcado de todas las variables utilizadas en este análisis. El comportamiento general es el mismo para todas las series. Se observan oscilaciones de alrededor de 10 días en los años 63,65,74 y 81; oscilaciones de 15 días para los años 53,62,68,69 y 70 además de oscilaciones de alrededor de 60 días para los años 53,58,62,65,69,74,77,79 y 81. En las figs. 15,16 y 17 como representativas de algunos años pueden observarse estas características interesantes en las series anuales.

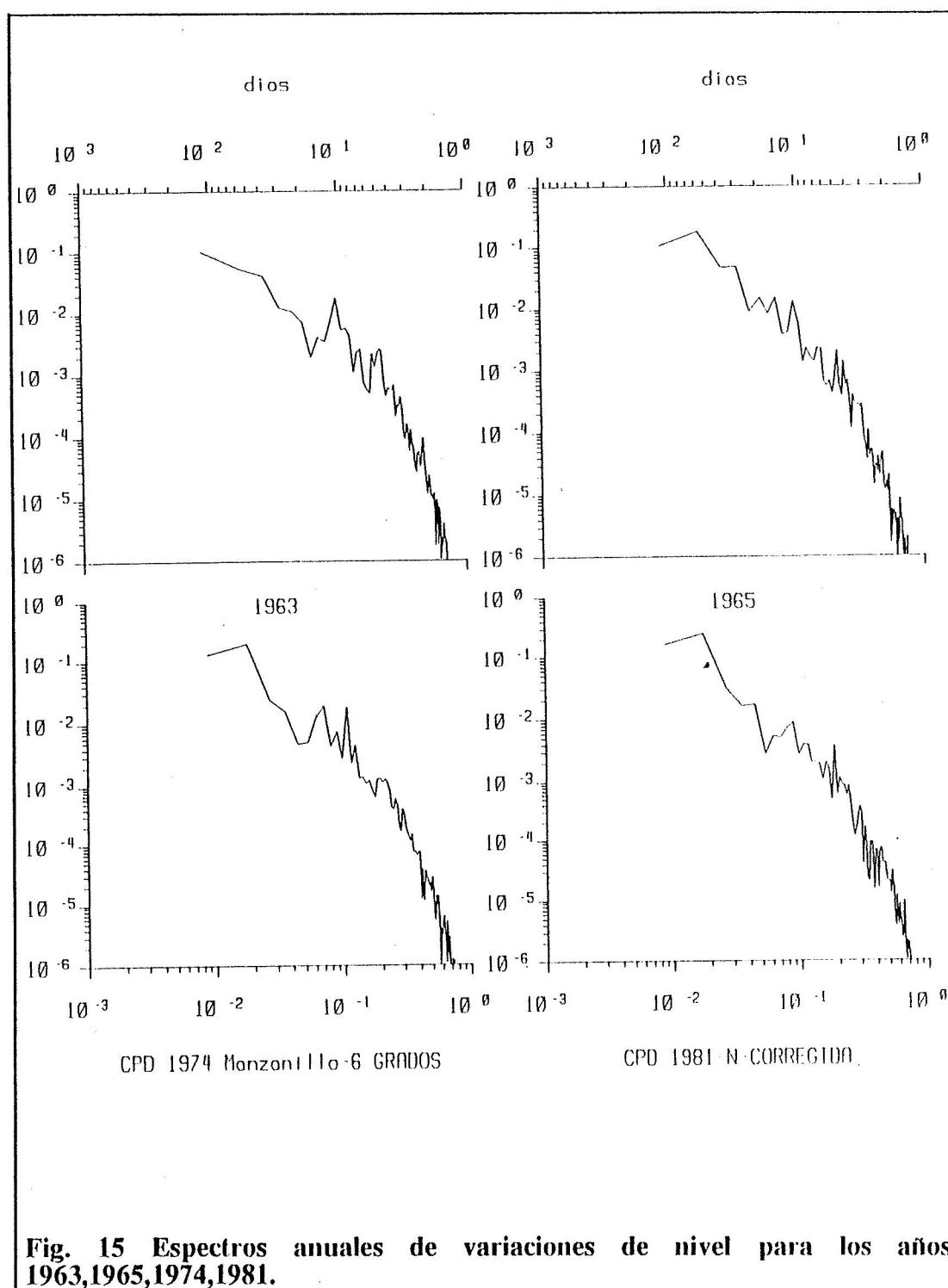
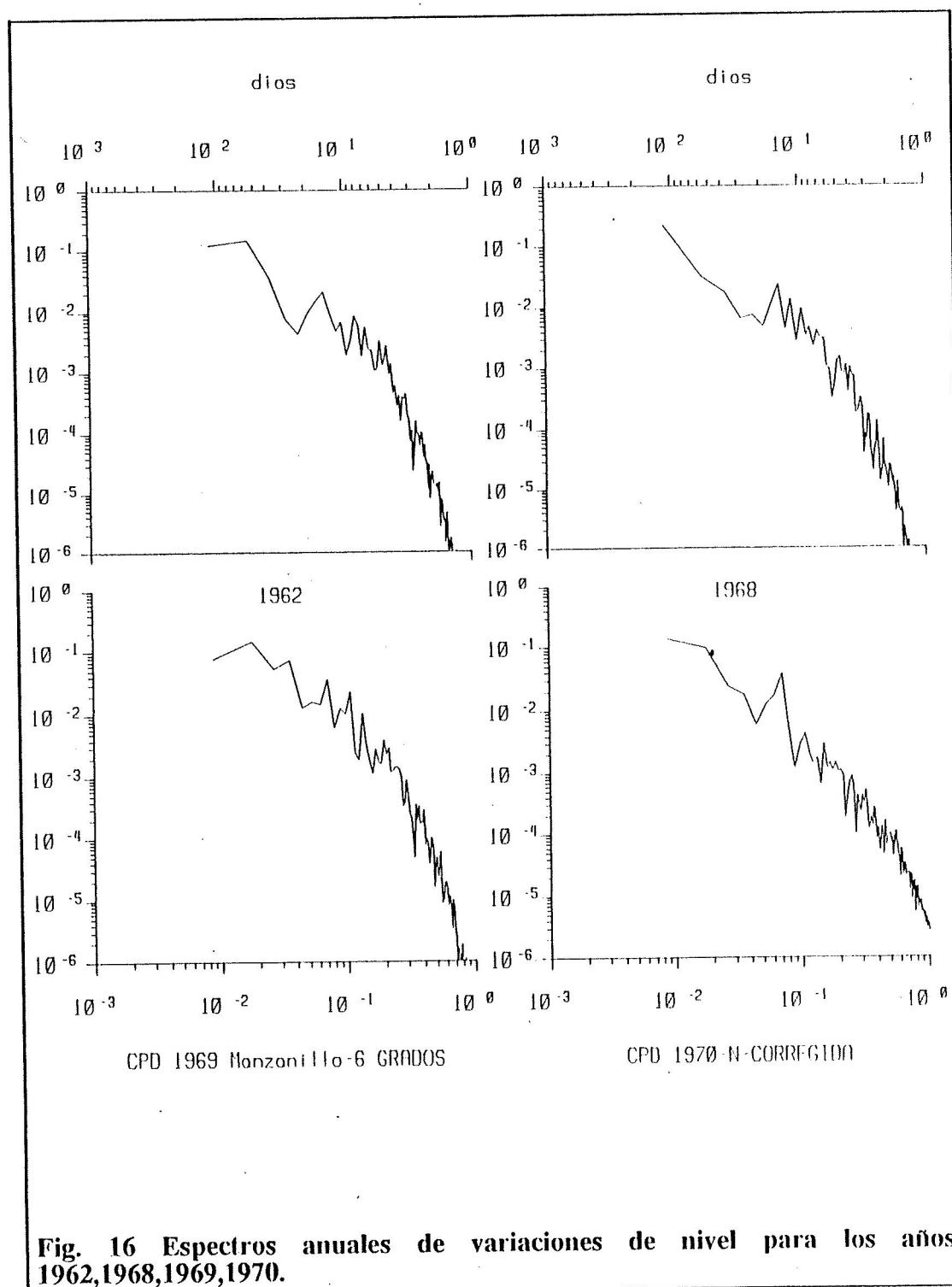
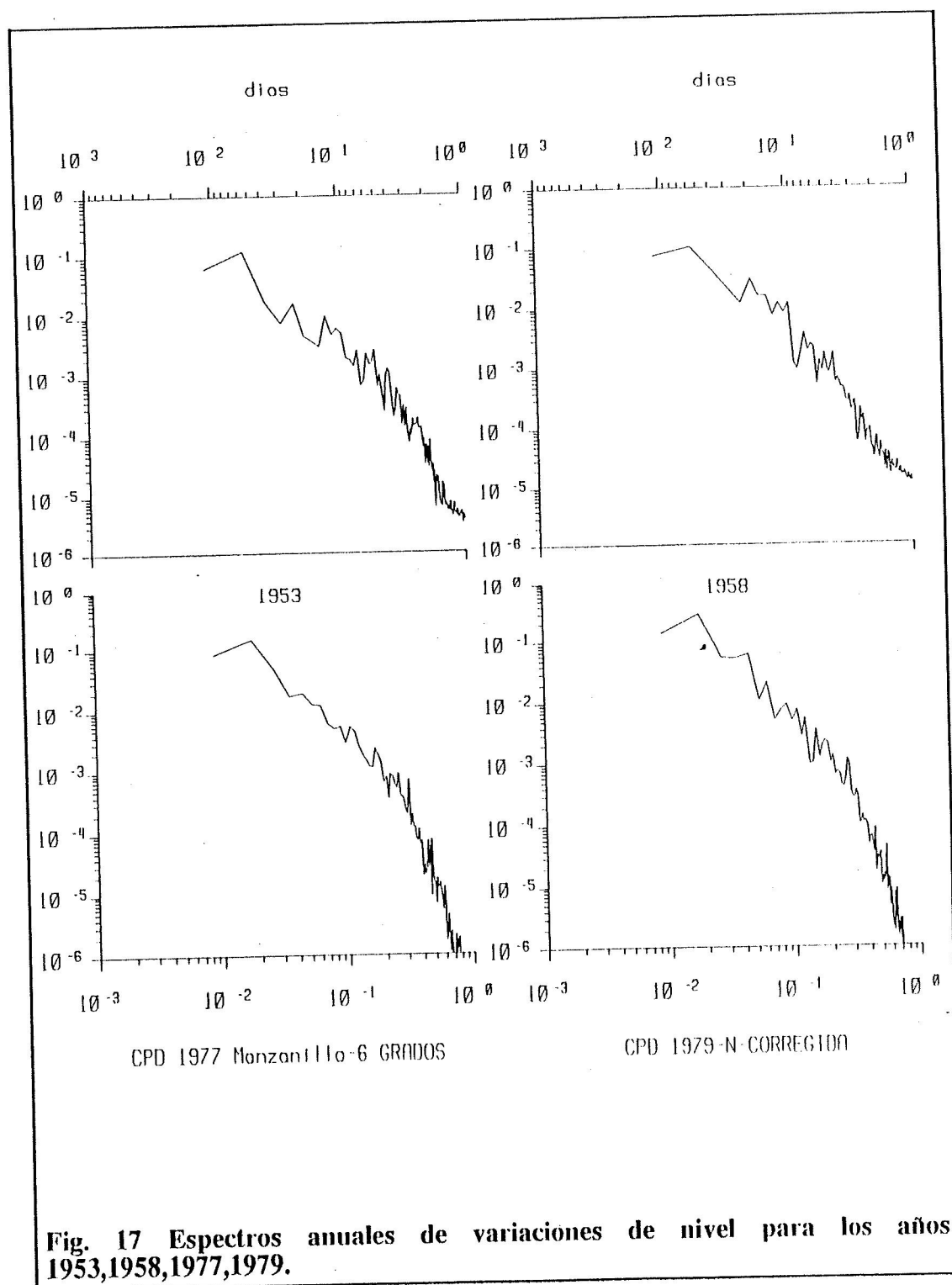


Fig. 15 Espectros anuales de variaciones de nivel para los años 1963, 1965, 1974, 1981.





III.2 ESPECTROS INTERANUALES

a) Componentes U,V del viento.

Ambas componentes muestran el ciclo anual marcado además del ciclo semi-anual; estas series se filtraron por el ciclo anual para observar si otras contribuciones eran importantes, en las graficas resultantes no se observa otra contribución que se pudiera considerar importante, es entonces la componente anual la más importante seguida por la semi-anual. El promedio de energía es aproximadamente el mismo para las 2 variables siendo ligeramente mayor para la componente V para los años anteriores a 1976. Para todas las series analizadas en ambas variables se observa que la energía se mantiene constante. En ambas componentes existe una variabilidad alta en periodos menores de 20 días. ver figs. 18 y 19.

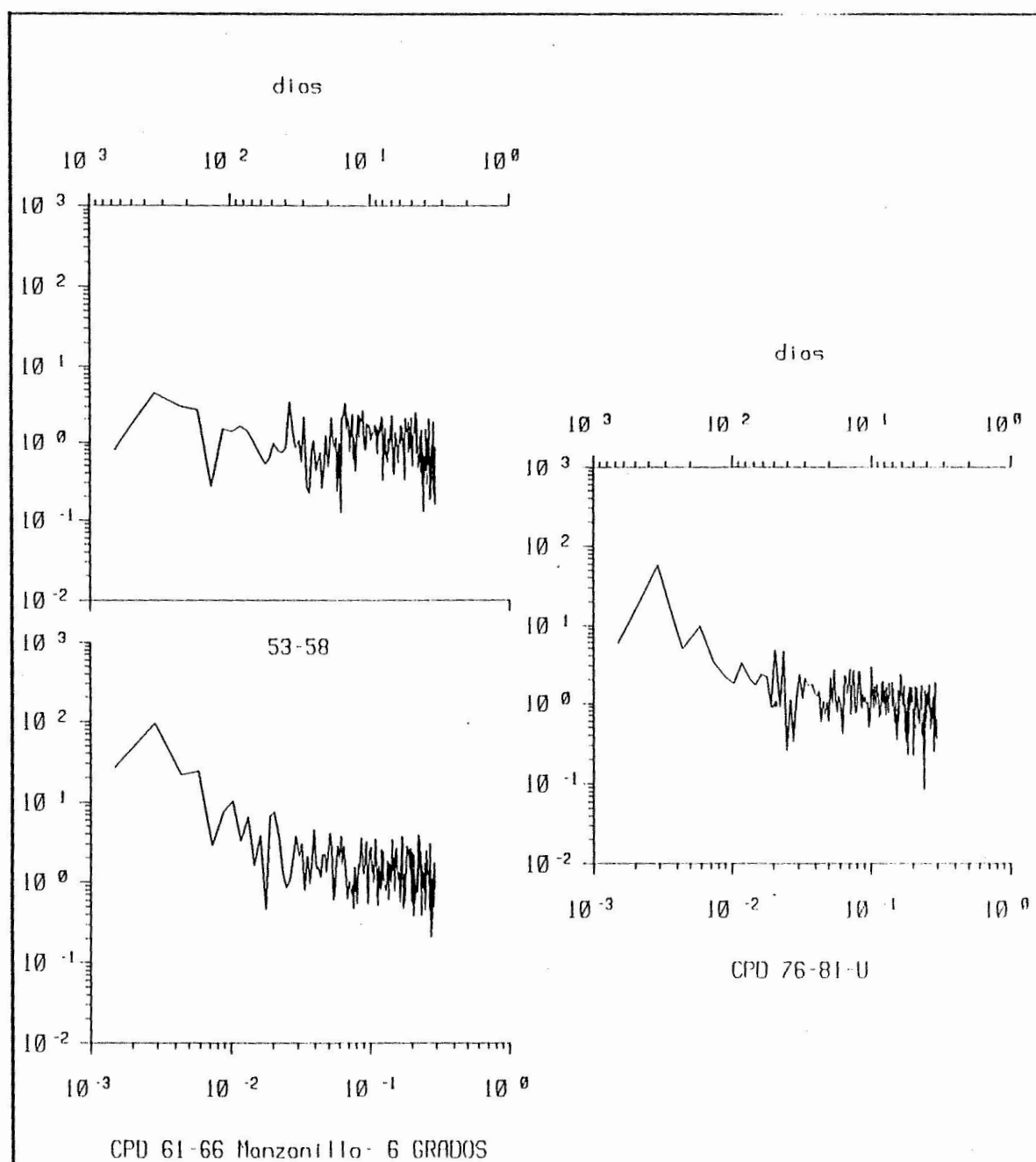
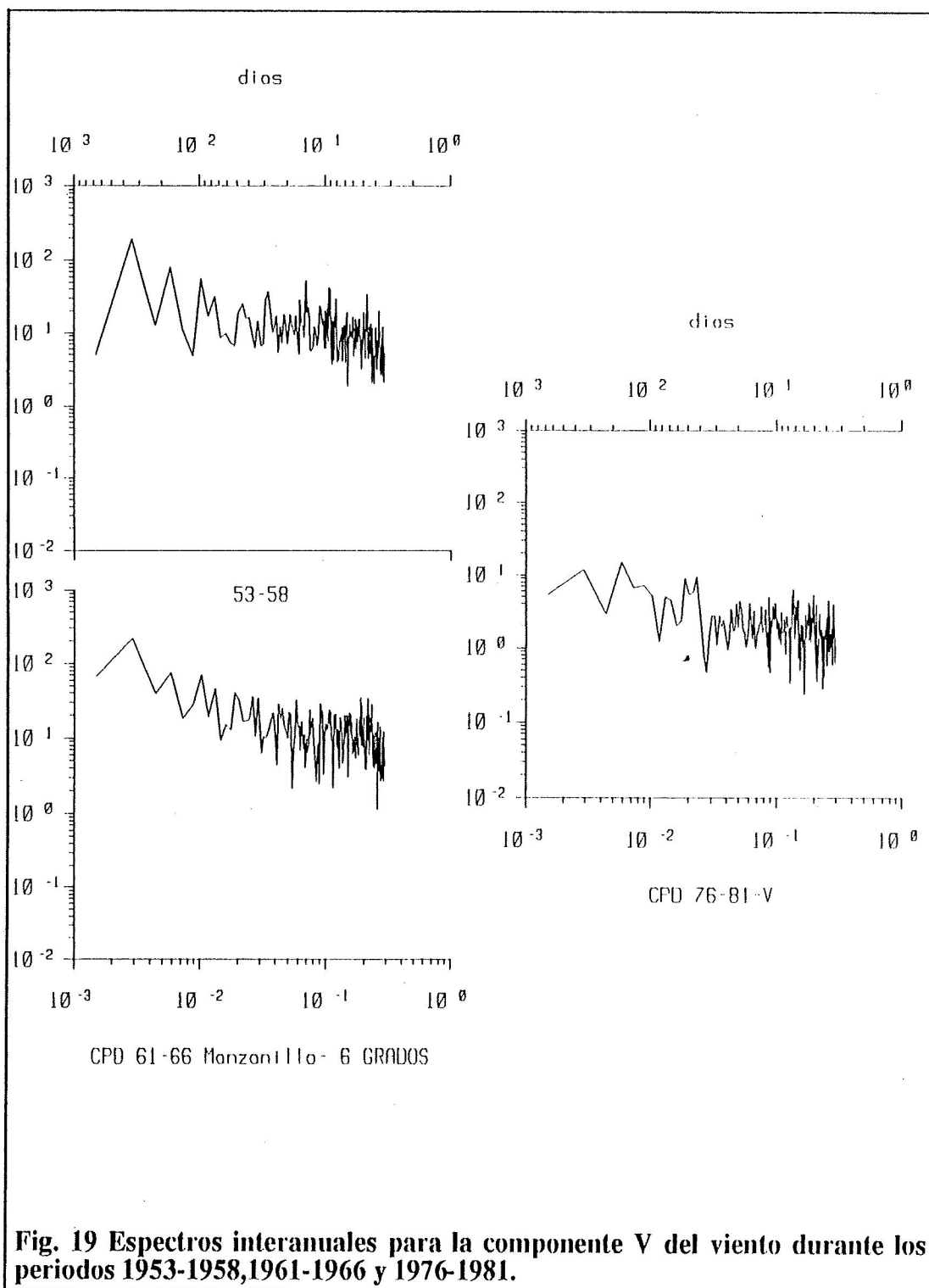


Fig. 18 Espectros interanuales para la componente U del viento durante los periodos 1953-1958, 1961-1966 y 1976-1981.



b) Presión atmosférica

En las series de presión atmosférica se observa el ciclo anual y semianual muy marcado, mucho mas notorio que para las componentes del viento, el espectro rojo se conserva para todas las series. Para los casos en que las series fueron filtradas por el ciclo anual y las que aun cuentan con esta contribución, se observa una oscilación de alrededor de 10 dias y algunas cercanas a 50 y 70 dias para las series 61-66 y 76-81. El ciclo anual representa aproximadamente el 30% de la energía total de la serie. La fig. 20 muestra ampliamente lo descrito anteriormente.

c) Variaciones de nivel del mar.

En la fig. 21 puede observarse de manera más marcada el ciclo anual del nivel del mar que el semi-anual; para ambos casos en las series filtradas y no filtradas se observan oscilaciones de 50 y 80 dias. Puede observarse además que la mayor energía sigue acumulandose hacia bajas frecuencias. El ciclo anual representa entre el 50% y 60% de la energía total. Para la serie 67-72 se observa una oscilación de alrededor de 15 dias.

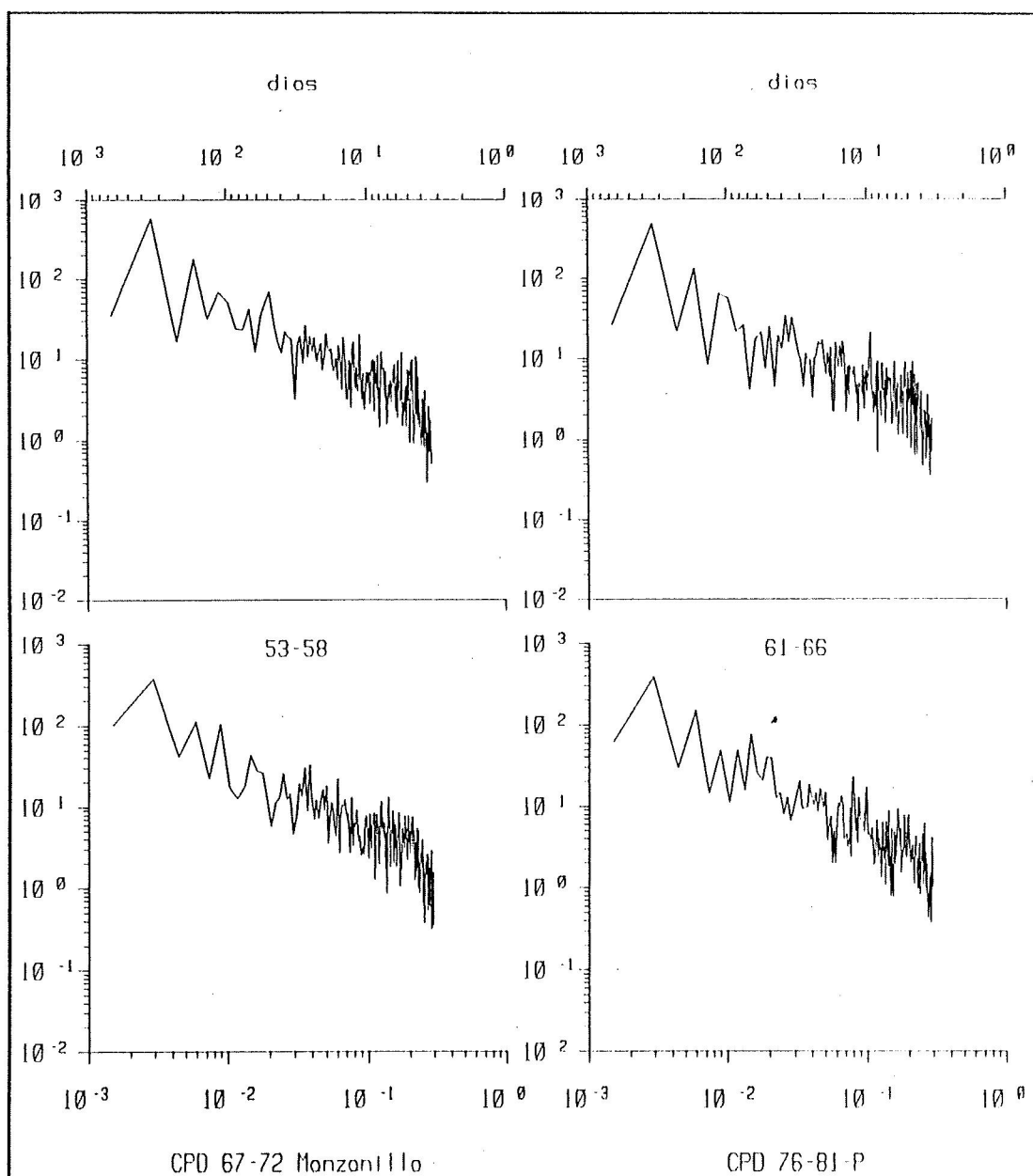
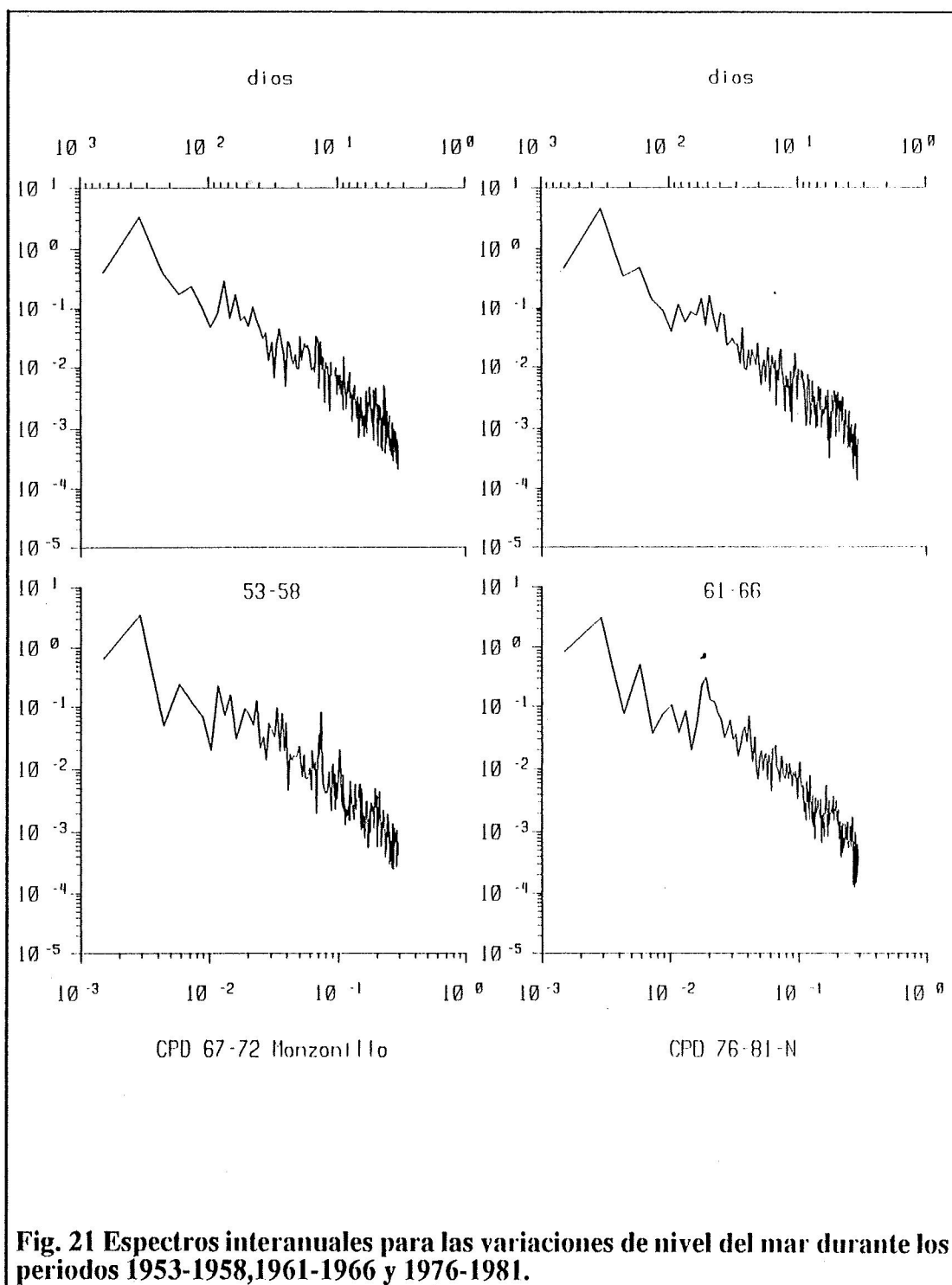


Fig. 20 Espectros interanuales para Presión atmosférica durante los periodos 1953-1958, 1961-1966, 1967-1972 y 1976-1981.



III.3 ESPECTROS CRUZADOS ANUALES

a) Componentes U,V -> variaciones de nivel

Las componentes del viento y su relación con las variaciones de nivel de mar en un 10% de las bandas manejadas tienen coherencia mayor que 0.6 (se grafican únicamente estas, con la finalidad de no manejar las bandas donde el error en el cálculo de la admitancia sea mayor que 100% ver ecs. 2.14 y 2.15). Se observa claramente como ambas componentes influyen en las variaciones del nivel del mar en bajas frecuencias, menores que .1 cpd la influencia de estas sobre el nivel del mar aumenta significativamente, con valores máximos para las series de 15 cm.cm/s, fig. 23. En general se observa que la componente U (perpendicular a la línea de costa) es la que más amplifica la señal de nivel, sobre todo para periodos mayores de 10 días (ver fig. 22), para periodos menores de 10 días tanto la componente longitudinal (V) como la componente perpendicular (U) amplifican la señal de nivel en la misma proporción en aproximadamente 2 cm (fig. 22). La manera en que el nivel de mar está respondiendo a las componentes de viento depende en gran medida de la frecuencia que esté siendo afectada, tanto para el desfase en tiempo como para el factor de ganancia. Las series muestran valores de fase que van en promedio de -180° a 180° para la componente U y valores de -90° a 90° para la componente V. No se observa tendencia alguna en la fase con respecto a las frecuencias; excepto en algunos años en la componente V en la que hacia bajas frecuencias la fase se acerca a 0° . ver fig. 22

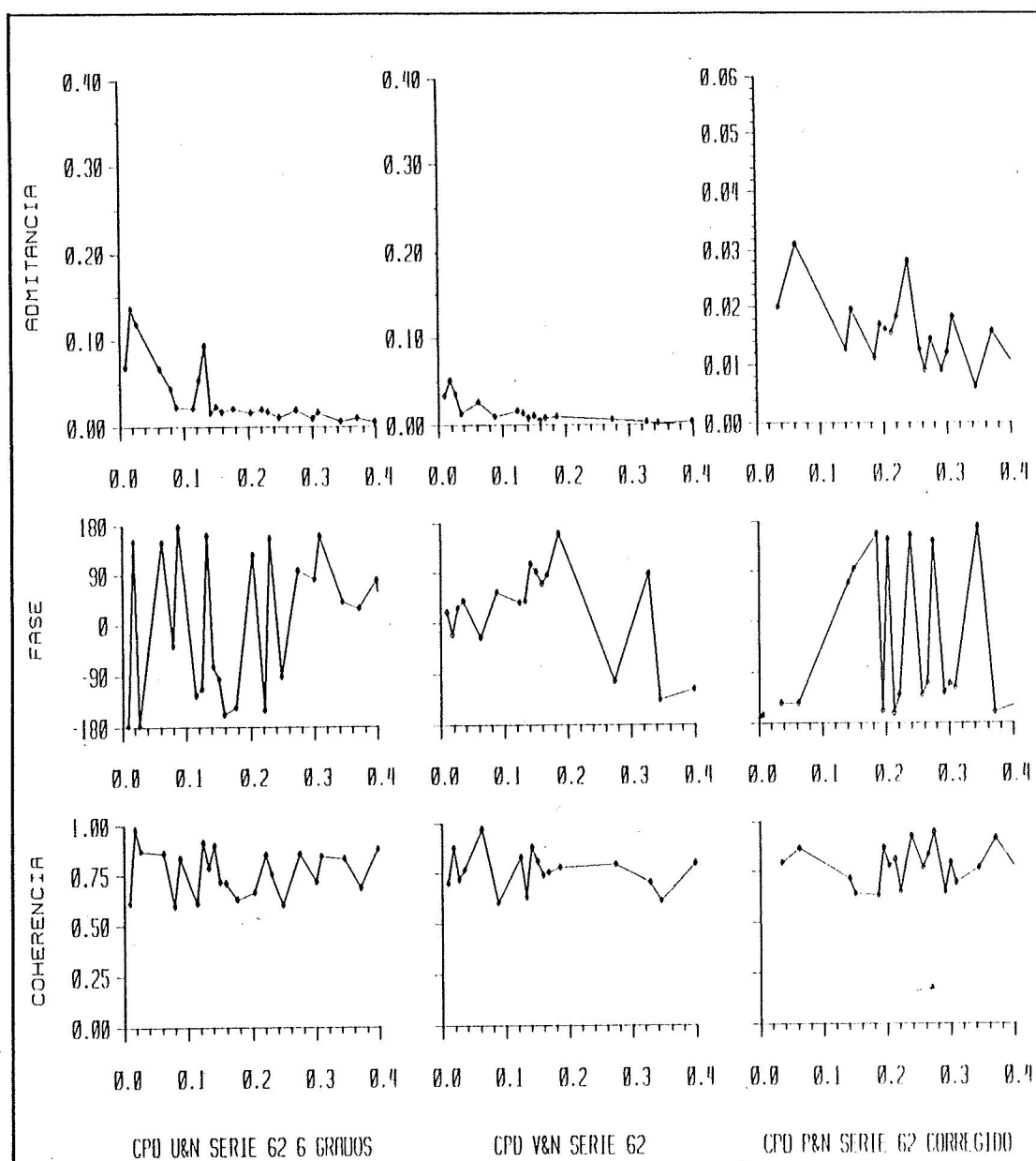


Fig. 22 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento y variaciones del nivel del mar para el año 1962.

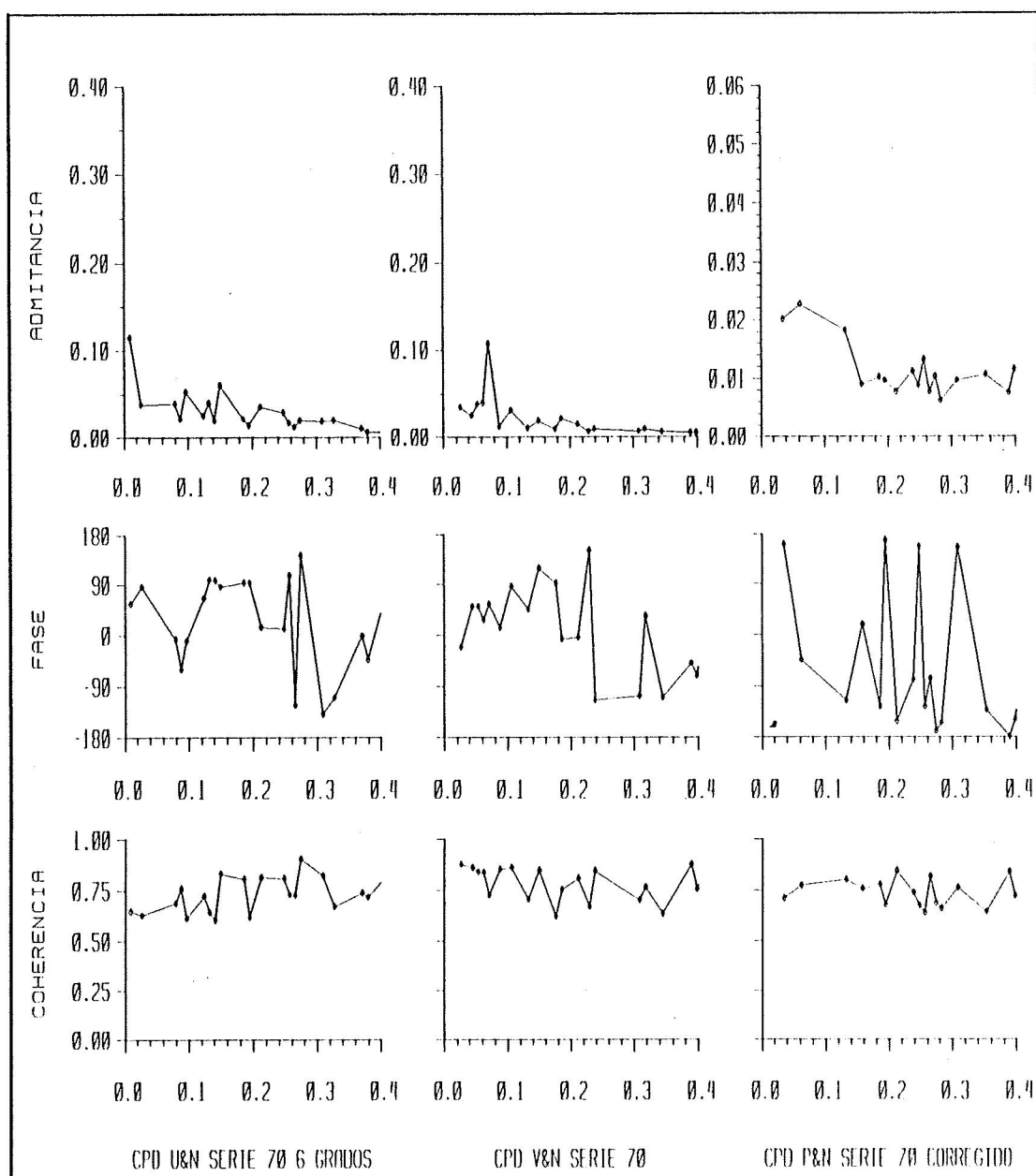


Fig. 23 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento y variaciones del nivel del mar para el año 1970.

b) Presión atmosférica -> variaciones de nivel

La respuesta del nivel de mar ajustado a variaciones de presión muestran en general buena coherencia para todas las series anuales; el nivel del mar se acerca a la respuesta isostática para periodos menores de 10 días, donde el factor de ganancia oscila alrededor de 1 cm.mbar; para periodos mayores de 10 días la respuesta se aleja del factor barométrico, con valores en la admitancia incrementándose hacia las bajas frecuencias (ver figs. 25), este comportamiento se observa en todas las series, excepto para los años 53,63,70 y 81 donde el factor de ganancia fluctúa alrededor de 1 cm.mbar independientemente de la frecuencia (fig. 24). En todas las series se muestra un valor de fase de -180° a 180° lo que indica la respuesta inversa de una serie con respecto a la otra. Graficos de otros años procesados pueden consultarse en el apendice I.

El hablar de la respuesta del nivel del mar a las variaciones de presión atmosférica, esta condicionada a frecuencias especificas ya que el factor barómetro invertido esta fluctuando entre valores mayores y menores a 1 cm.mbar dependiendo de la frecuencia que analicemos, además dicha respuesta en frecuencia, no es la misma para cada año.

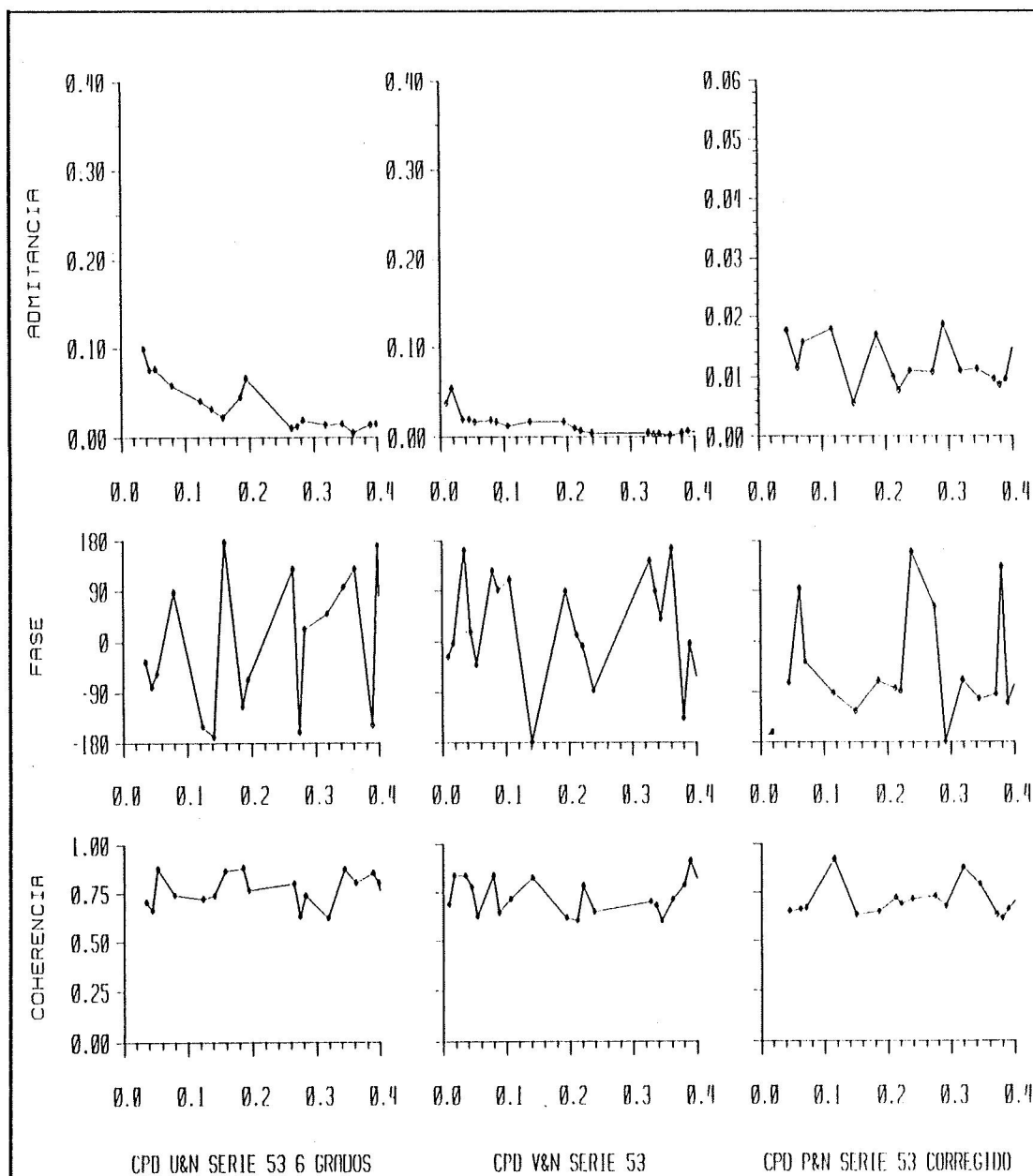


Fig. 24 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento, presión atmosférica y variaciones del nivel del mar para el año 1953.

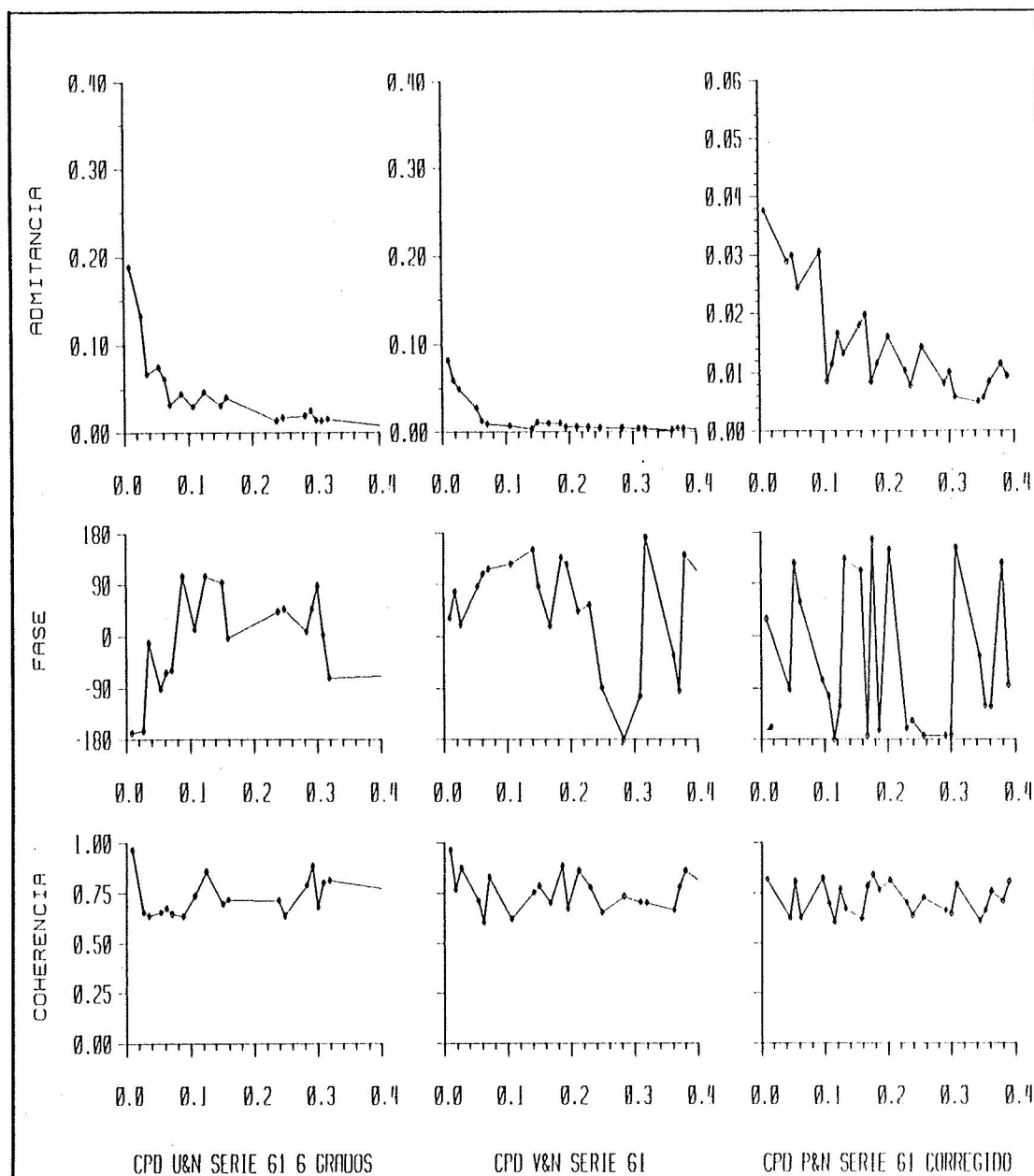


Fig. 25 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento, presión atmosférica y variaciones del nivel del mar para el año 1961.

III.4 CASOS ESPECIALES

a) Oscilaciones del nivel del mar del orden de 60 días, específicamente años 56,58,62,69,74,77,79 y 81.

Se observan claramente en los años analizados oscilaciones de 60 días, este pico de energía es notorio. Estas oscilaciones se presentan en otros años en las series espectrales anuales aunque en las series de tiempo no siempre es clara observarlas. Estas oscilaciones de 60 días se presentan también en las series de presión, aunque no siempre concuerdan para los mismo años con las de nivel del mar, solamente se observan para los años 1977 y 1979. En las figs. 15,16 y 17 pueden observarse estas oscilaciones.

b) Cambio posible en la magnitud o comportamiento de las series de presión en los años Niño 57,65,72,79 y 82.

No existe una diferencia muy marcada en los espectros durante los años Niño con respecto a otros años. Se caracterizan tan solo por valores en el promedio espectral anual más bajo que los años próximos contiguos, para el año 1965 tenemos el promedio mas bajo en todo el intervalo de tiempo analizado, en 57-58 se observan también valores bajos, durante el año 1972 se observa otro valor bajo en el promedio, el bajo en 1982 no es muy marcado pero si es mas pequeño que los valores de los promedios de los años que le anteceden y le preceden. En el promedio espectral anual de las series de variaciones de nivel del mar no se observan valores extremos durante estos años, aunque en el año 57 se observa un valor ligeramente mayor con respecto a los años contiguos, para los años 64-65 se observan valores un poco más altos; durante el año 72 tenemos el valor más alto de todos los años y para el año 79 se encuentra también otro mínimo de energía; en la fig. 26 puede observarse la estructura espectral para la series de presión durante años Niño y en la fig. 27 se presenta un grafico de promedio de energía espectral anual para todos los años analizados de las series de presión atmosférica y series de variaciones de nivel del mar. Graficos complementarios de cada uno de los casos pueden consultarse en el apendice I.

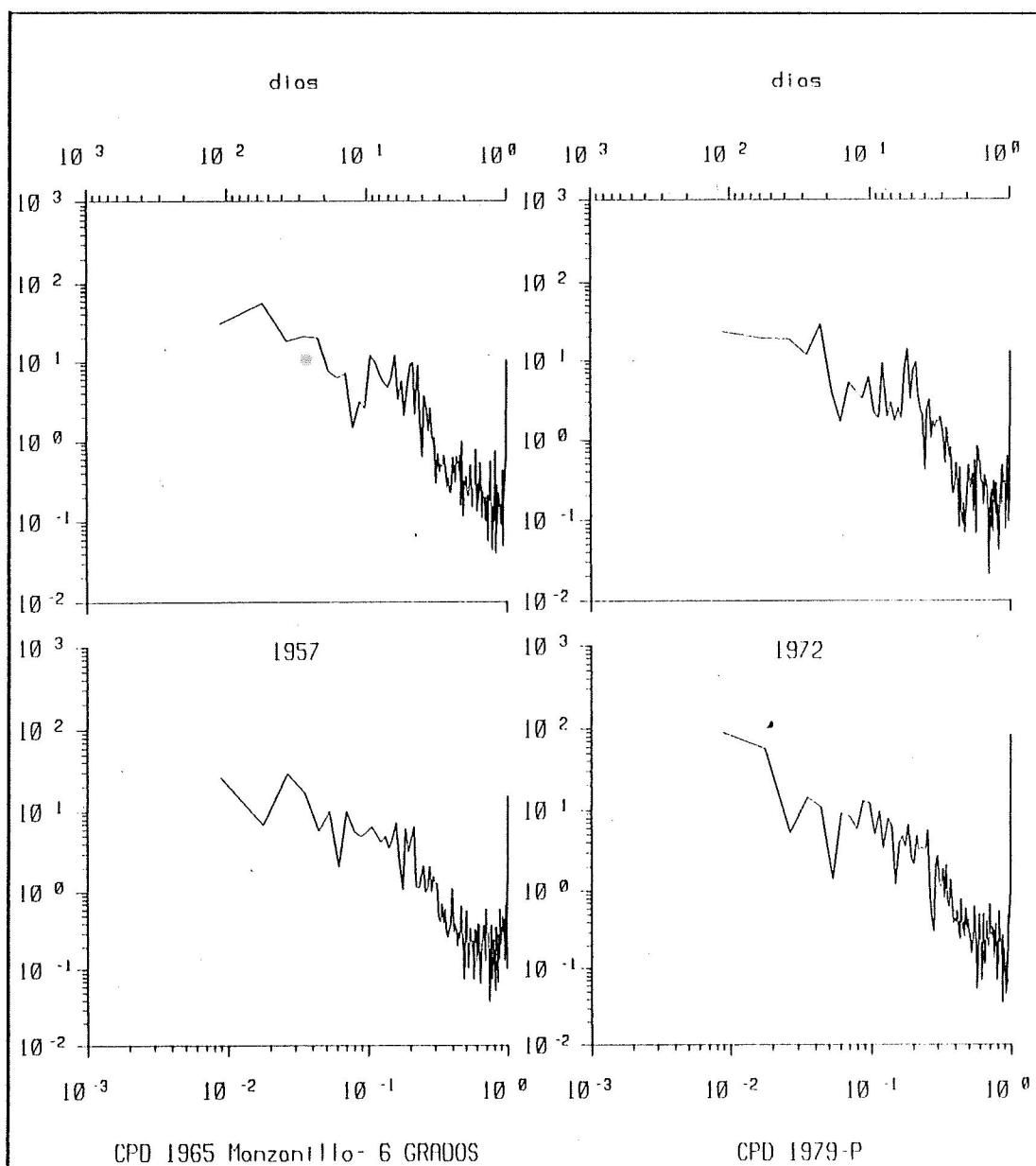


Fig. 26 Espectros de presión atmosférica durante los años Niño 1957, 1965, 1972 y 1979.

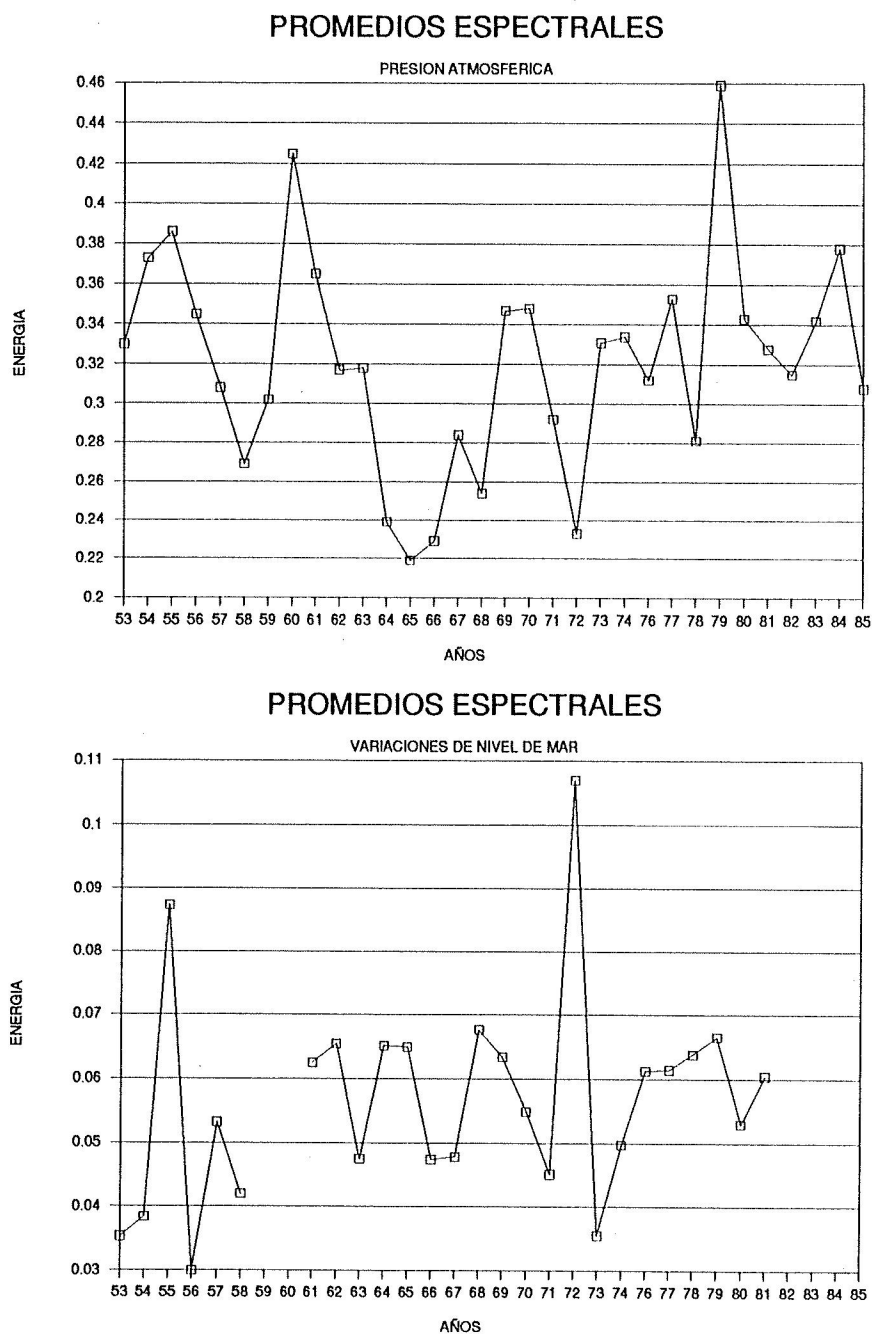


Fig. 27 promedios anuales de energía espectral para: a) Las series de presión atmosférica y b) Series de nivel del mar durante todos los años analizados.

IV DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El comportamiento espectral de las componentes del viento esta caracterizado por tener muy marcada la banda diurna, la cual esta relacionada con el patron de brisas locales reportado para Manzanillo por secretaria de Marina (1973); teniendo ambas componentes fuertes contribuciones en dichas bandas. El cambio de la estación meteorológica influyo en cada componente, sin embargo en la componente U (perpendicular a la línea de costa) solo la banda diurna fue afectada (acentuandola), en cambio el efecto en la componente V (a lo largo de la línea de costa) fue en periodos mayores de 2 dias disminuyendo la energía. La componente V es la más energética, esto debido a que los vientos predominantes son del W y WNW (Secretaria de Marina, 1973). Ambas componentes muestran tanto el ciclo anual como el semianual, no se observaron otras contribuciones en bajas frecuencias que pudieran ser consideradas importantes.

Las series de presión atmosférica con un espectro rojo marcado muestran oscilaciones de alrededor de 10, 15 y 60 dias, estas ultimas (57,77,78 y 79) pudieran estar relacionadas con las oscilaciones reportadas por Magaña y Yanai (1991) para la atmósfera superior en latitudes medias. Los ciclo anual y semianual son mucho más marcados en las series de presión que en las series de las componentes del viento, siendo el ciclo anual de gran importancia ya que representa un 30% de la energía total de la serie.

El comportamiento de las series de variaciones de nivel del mar es muy similar al de las series de presión; muestran oscilaciones en las series de alrededor de 10 dias durante los años 63,65,74 y 81 ; de 15 días en los años 55,62,68,69 y 70 ; además de oscilaciones de 60 dias para los años 53,58,62,65,69,74,77,79 y 81; estas ultimas con posible relación a las oscilaciones reportadas por Magaña y Yanai (1991). De la misma manera que en las series de presión atmosférica, el valor de admitancia calculado mediante los espectros cruzados muestra un factor de ganancia de alrededor de 1 cm por mb para dichos periodos. El ciclo anual representa en las series de variaciones de nivel del mar aproximadamente un 55% de la energía total.

La relación entre el viento y las variaciones de nivel del mar se da entre ambas componentes y para todo el ancho de banda manejado, existiendo buena coherencia de ambas componentes con las variaciones del nivel del mar, aunque el factor de ganancia es

más acentuado para periodos mayores a 10 días con valores de hasta 15 cm por m/s lo que es consistente con lo reportado por Marmorino (1982) quien encuentra que para periodos mayores de 10 días, el esfuerzo del viento tiene gran coherencia con las variaciones de nivel del mar con valores de 0° en la fase; en Manzanillo en algunos años se observa que la componente V tiene hacia bajas frecuencias valores de fase acercandose a cero. La componente U (perpendicular a la costa) es la que más influye sobre las variaciones de nivel de mar en bajas frecuencias mientras que en frecuencias altas ambas componentes estan influyendo en la misma proporción. Cabe mencionar que la contribución de cada componente puede variar para cada región. Para Manzanillo en particular recalcamos que la componente U (perpendicular a la línea de costa) es la que más contribuye en la variabilidad del nivel del mar para frecuencias menores de 0.1 cpd mientras que en frecuencias mayores ambas componentes contribuyen a dichas variabilidad en la misma proporción.

Wong (1987) en un estudio realizado en las bahías interiores de Delaware encontro que el viento a lo largo de la costa es el mecanismo principal de forzamiento (en bajas frecuencias); Smith (1972) encontro que para la bahía de Corpus Cristi el viento paralelo a la costa es el principal contribuyente a la variabilidad del nivel del mar en bajas frecuencias mientras que los vientos transversales son de importancia en periodos de 2-4 días. Se observa tambien que la fase entre las componentes del viento y las variaciones del nivel del mar no tienen un patron definido; Marmorino (1982) afirma que la fase entre el nivel del mar y los esfuerzos del viento en general no es función lineal de la frecuencia.

La presión atmosférica presenta la respuesta isostática durante algunos años de manera independiente a la frecuencia, este resultado tiene relación con lo encontrado por Garret (1984) para el este del Mediterraneo en donde la respuesta del nivel del mar a la presión atmosférica es isostática en bajas y altas frecuencias pero significativamente no isostática para frecuencias intermedias (0.24 cpd). El que la respuesta sea o no isostática puede deberse a tan diversos factores como pueden ser la influencia del viento, ondas que se propagan, etc. (Robinson, 1964); además la respuesta varia dependiendo de la latitud y de las condiciones climáticas (Chelton y Davis 1982); esto significa que no necesariamente se encuentran resultados semejantes para dos localidades con características diferentes, pero si da un idea clara de un comportamiento probable debido a los diferentes factores que se estan tomando

en cuenta para el análisis. En otros años la respuesta al factor barométrico se acerca a 1 cm por mb para periodos menores e iguales a 10 dias, mientras que para periodos mayores de 10 dias el nivel del mar esta respondiendo a las variaciones de presión atmosférica con un factor mayor a 1 cm por mb, a escepción de los periodos de 15 y 60 dias para algunos años. Esta diferencia a la respuesta barométrica para periodos mayores de 10 dias se debe principalmente a el efecto del viento; lo que se podria relacionar con lo encontrado por Palumbo (1982) quien encontro para la bahía de Napoles valores pequeños en el factor barométrico para periodos menores de una semana, explicado esto principalmente por la influencia del viento local (perpendicular a la costa), en el caso de Manzanillo no son ciertamente valores pequeños en frecuencias mayores de 0.1 cpd, pero si se obtienen valores mayores y aumentando hacia frecuencias menores de 0.1 cpd, lo que además esta acorde con lo encontrado por Gonzalez (1988) donde sugiere que para periodos mayores de 10 dias existe otra variable además de presión atmosférica que esta afectando la variabilidad del nivel de mar. Las series de variaciones de nivel del mar muestran valores de fase de -180° a 180° lo que representa respuesta opuesta de una serie con respecto a otra, es decir, que mientras la presión atmosférica aumenta (disminuye) el nivel del mar disminuye (aumenta).

Es importante señalar que los efectos meteorológicos son de gran importancia y deben tomarse en cuenta al planear una construcción costera ya que estos pueden elevar el nivel del mar varios centimetros. En epocas de tormenta la presión atmosferica disminuye considerablemente, si además se presentan fuertes vientos, oleaje y una marea alta, esto provocara que el nivel del mar aumente varios centimetros y ocasionar con esto inundaciones en zonas costeras.

V CONCLUSIONES

Las componentes del viento tienen una marcada oscilación diurna debida principalmente al sistema de brisas, la componente a lo largo de la costa es la más energética. La componente perpendicular a la costa (U) presenta oscilaciones alrededor de 10 días mientras que la componente (V) presenta en algunos años oscilaciones de alrededor de 20 días. En ambas componentes es notable el ciclo anual.

Las series de presión atmosférica presentan oscilaciones de 10, 15 y 60 días. Tienen un ciclo anual muy marcado el cual representa un 30% de la energía total de la serie. Las series de variaciones de nivel del mar presentan oscilaciones de alrededor de 10, 15 y 60 días; el ciclo anual representa un 55% de la energía total.

Las componentes del viento influyen en la misma proporción para frecuencias mayores a 0.1 cpd con un valor de admitancia de alrededor de 2 cm por m/s; para frecuencias menores de 0.1 cpd la componente perpendicular a la costa es la que más contribuye a la variabilidad del nivel del mar con valores máximos de 15 cm por m/s. En general las componentes del viento son las que contribuyen a la variabilidad del nivel del mar para periodos mayores de 10 días. No existe una relación lineal entre la fase y la frecuencia.

Las series de variaciones de nivel del mar presentan en algunos años la respuesta isostática de manera independiente a la frecuencia; es decir, el comportamiento de la admitancia no es estacionario excepto para los años 53, 63, 70 y 81. Durante otros años existe la respuesta al factor barométrico (1 cm por mb) para frecuencias mayores e iguales a 0.1 cpd, para frecuencias menores la respuesta del nivel del mar a presión atmosférica se incrementa. Existen oscilaciones de alrededor de 10, 15 y 60 días en las series de nivel del mar relacionadas a presión atmosférica que muestran el factor barométrico.

Se observan para los años Niño valores mínimos en la energía espectral en las series de presión atmosférica, mientras que en las series de variaciones de nivel del mar se observan valores altos durante los años Niño.

VI LITERATURA CITADA

- Bendat, J.S. y A.G. Piersol, 1971 Random Data: Analysis and measurements procedures. Wiley-Interscience, New York., 407 pp
- Brigham, E.O. 1974 The Fast Fourier Transform. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., E.U., 381 pp.
- Chelton, D.B., 1980 Low Frequency Sea Level Variability along the west coast of North America. Ph.D. dissertation, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 212 pp.
- Chelton D.B., and E.R. Davis, 1982 Monthly Mean Sea-Level Variability Along the West Coast of North America. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 757-783.
- Crepon, M.R., 1976 Sea Level, bottom pressure and geostrophic adjustment. *Memories Societe Royale des Sciences de Liege*, **6**, 43-60.
- Enfield, D.B., and J.S. Allen, 1980 On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the pacific coast of North and South America. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 557-578
- Enfield D.B. and J.S. Allen, 1983 The generation and propagation of sea Level Variability along the Pacific coast of México. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1012-1033.
- Garrett, C., and B. Toulany, 1982 Sea Level Variability due to Meteorological Forcing in the Northeast Gulf of St. Lawrence. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1968-1978.
- Garrett, C., and F. Majaes, 1984 Nonisostatic Response of Sea Level to Atmospheric Pressure in the Eastern Mediterranean. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 656-665.
- Gill, A.E., 1982 Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, Inc. London, 662 pp.
- Gonzalez Navarro Juan Ignacio 1988 Observación de eventos en el nivel del mar y su relación con presión atmosférica superficial en la costa occidental de Baja California durante 1980-1983. Tesis de Licenciatura. F.C.M., Ensenada, B.C. 64 pp.

- Groves, G.W., 1955 Numerical filters for Discrimination Against Tidal Periodicities. Transaction of the American Geophysical Union. 36(6):1073-1084.
- Hamon, B.V. 1962 The spectrums of Mean Sea Level at Sydney, Coffs Harbour, and Lord Howe Island. J. Geophys. Res. 67, 5149-5155.
- Hamon, B.V. 1963 Correction to the spectrum of mean Sea Level at Sydney, Coffs Harbour, and Lord Howe Island. J. Geophys. Res. 68, 4635.
- Hamon, B.V. 1966 Continental Shelf waves and the Effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. J. Geophys. Res. 71, 2883-2893.
- Magaña V., M. Yanai 1991 Tropical-Midlatitude Interaction on the time scale of 30-60 days during the northern summer of 1979. J. of Climate. 4, 180-201.
- Marmorino, G.O., 1982 Wind Forced sea level variability along the west Florida shelf (Winter, 1978). J. Phys. Oceanogr. 12, 389-405.
- Martori Oxamendi, Jorge Isidro, 1989 Variabilidad de la circulación y sus causas en bahía San Quintín, B. C. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, B. C. 110 pp.
- Palumbo A., Mazzarella A., 1982 Mean Sea Level variations and their practical applications. J. Geophys. Res., 87, 1219-1256.
- Pugh, D.I., Thompson, M.R. 1986 The subtidal Behaviour of the Celtic sea. I: Sea level and Bottom pressure. Continental Shelf Res. 15, 293-320.
- Ramírez I. 1991., Propagación de señales en registros del nivel del mar, en la costa occidental de México. *Atmósfera*, 4, 23-35.
- Ramírez Isabel, F. Grivel P. y J.M. López B. 1992., Nivel del Mar, Presión Atmosférica y Viento Superficial en Manzanillo, Col. (1950-1986): Informe de Datos CICESE-CIOFR9203
- Reyes Hernandez A.C., 1988 Estudios Hidrodinámicos en el puerto Interior de Manzanillo, Colima. Tesis de Licenciatura. E.S.C.M, U.C., Colima, Colima., 31 pp.

- Robinson, A.R., 1964 Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems. *J. Geophys. Res.*, **69**, 367-368.
- Secretaria de Marina, Dirección general de Oceanografía y señalamiento Marítimo, México, D.F., 1973 Estudio Geográfico de la región de Manzanillo, Colima.
- Smith, N.P., 1977 Meteorological and Tidal exchanges between Corpus Cristi bay, Texas and the northwestern Gulf of México, *Estuar., Coastal Mar. Sci.* **5**, 511-520.
- Velez Muñoz H.S., 1986 Solución por análisis espectral multiple al problema de las falsas correlaciones entre vientos, mareas y corrientes en una laguna costera. Tesis de Maestria. CICESE, Ensenada. B.C. 72 pp.
- Wong, K.C. ,1987 Tidal and Subtidal variability in Delaware Inland bays. *Jour. Phys. Oceanogr.* **17**, 413-422.
- Wunsh, C. 1972 Bermuda Sea Level in Relation to tides, Weather and Baroclinic Fluctuations. *Review of Geophys. and Spaces Physics.* **10** 1-49.

VII APÉNDICE I

GRAFICAS COMPLEMENTARIAS DE LAS SERIES PROCESADAS

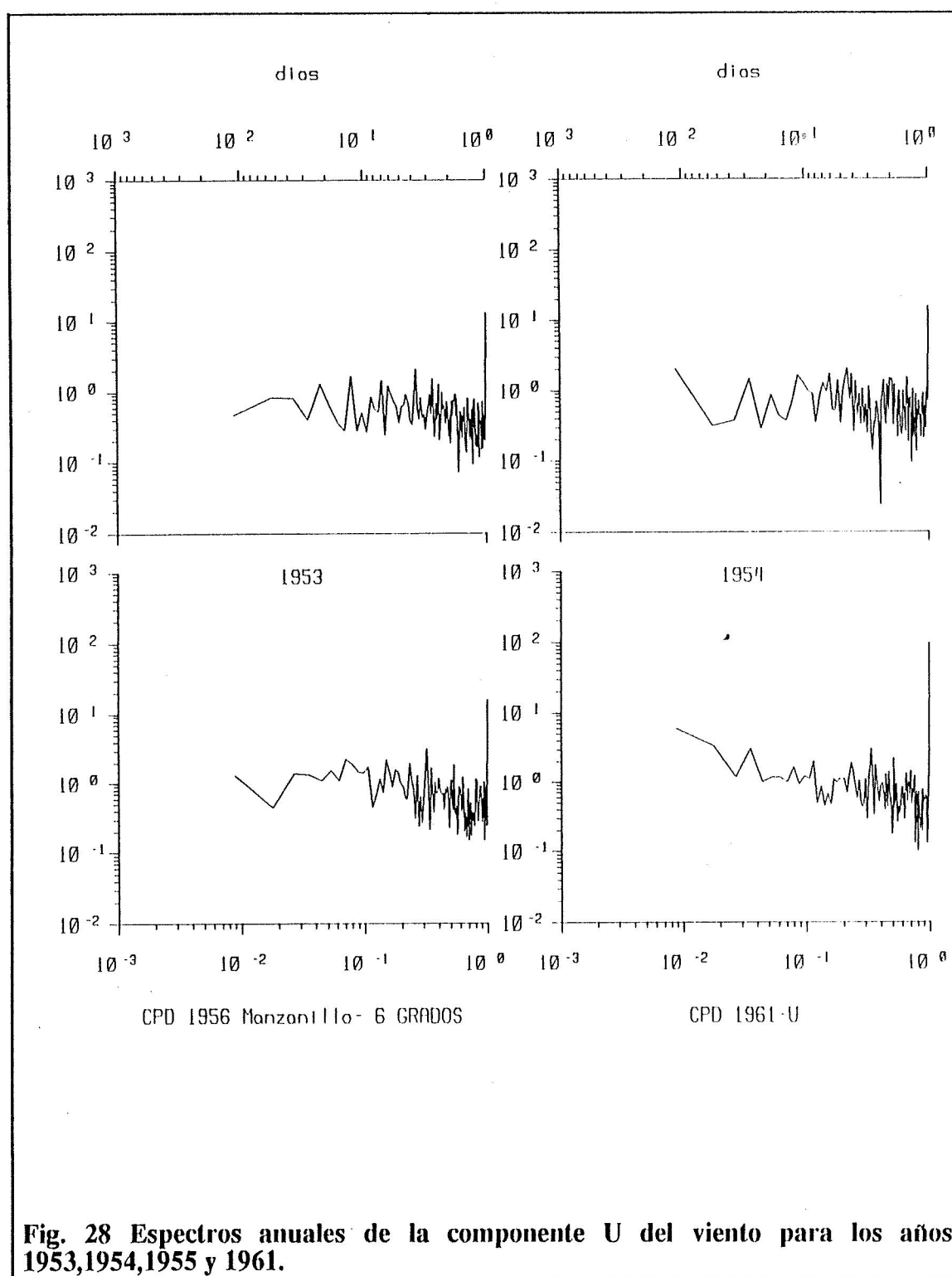
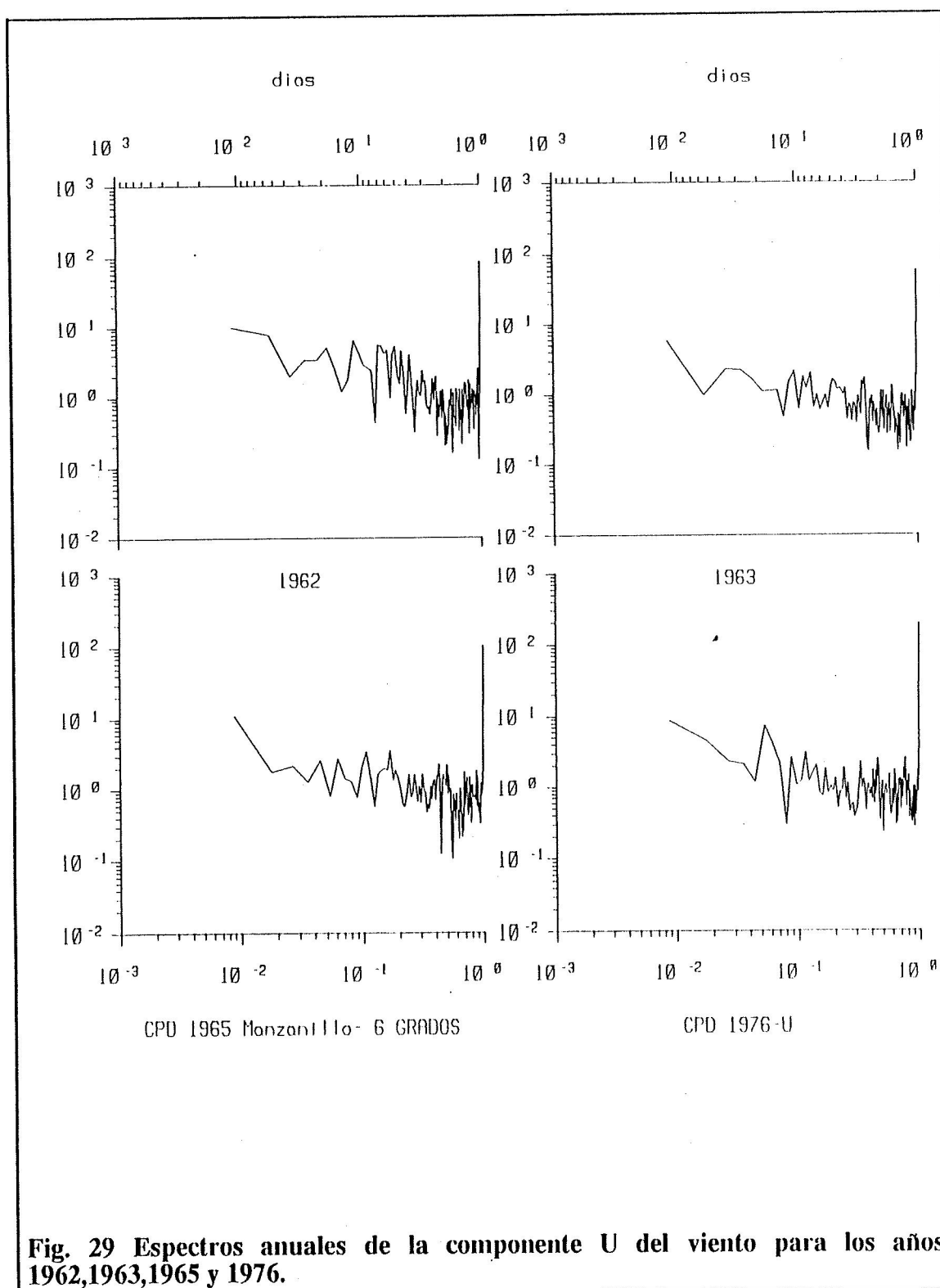


Fig. 28 Espectros anuales de la componente U del viento para los años 1953,1954,1955 y 1961.



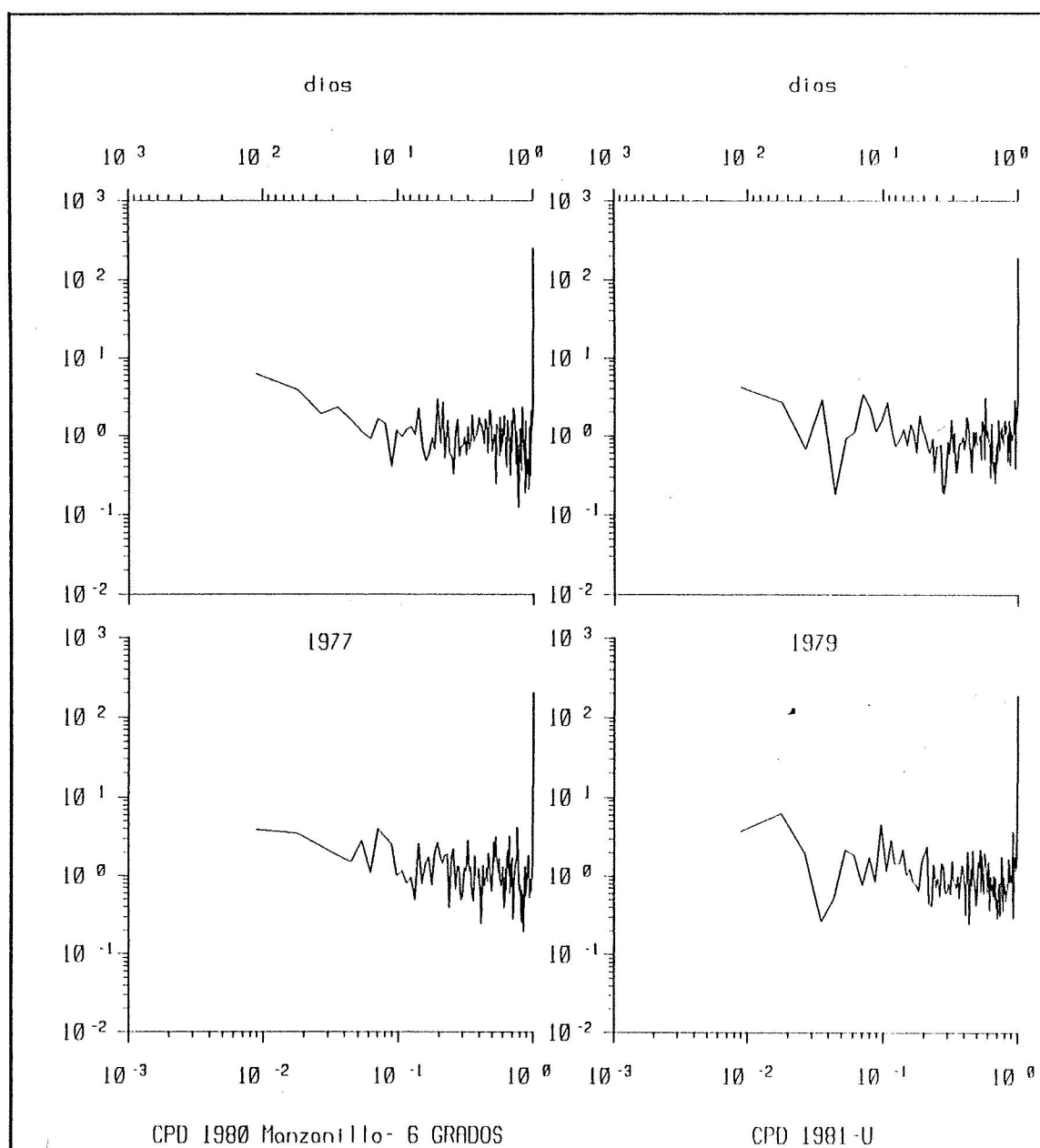


Fig. 30 Espectros anuales de la componente U del viento para los años 1977, 1979, 1980 y 1981.

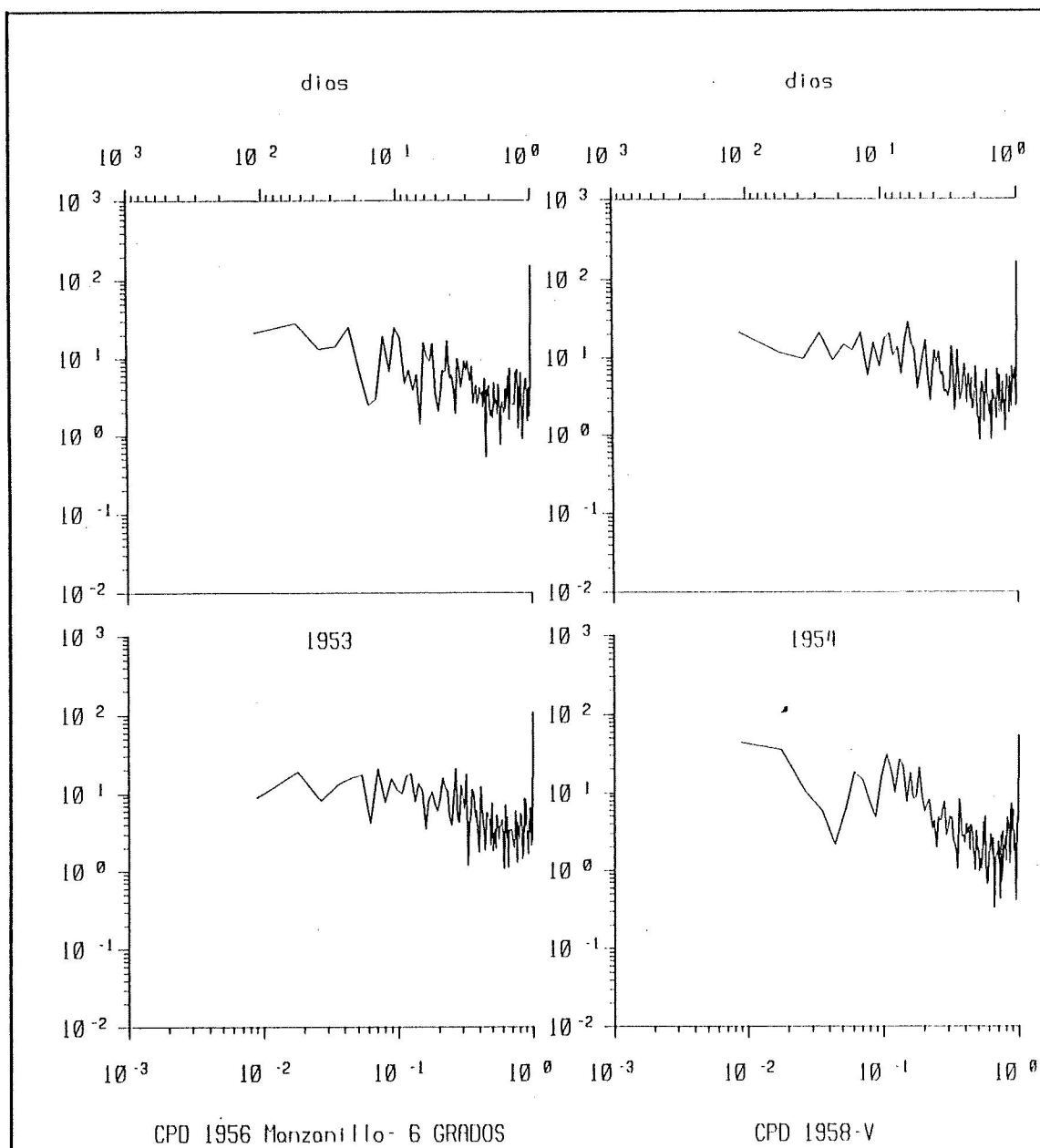
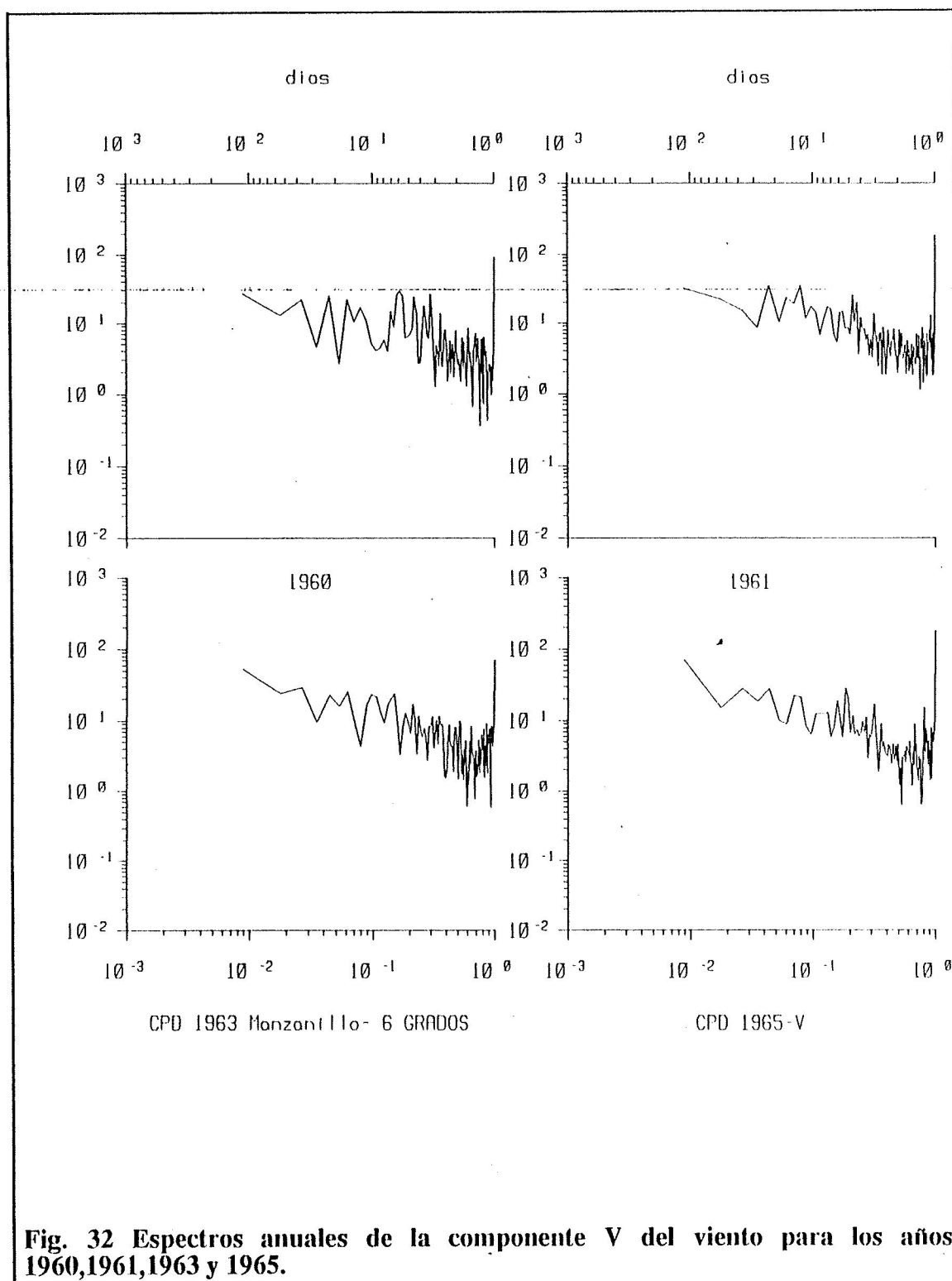


Fig. 31 Espectros anuales de la componente V del viento para los años 1953, 1954, 1956 y 1958.



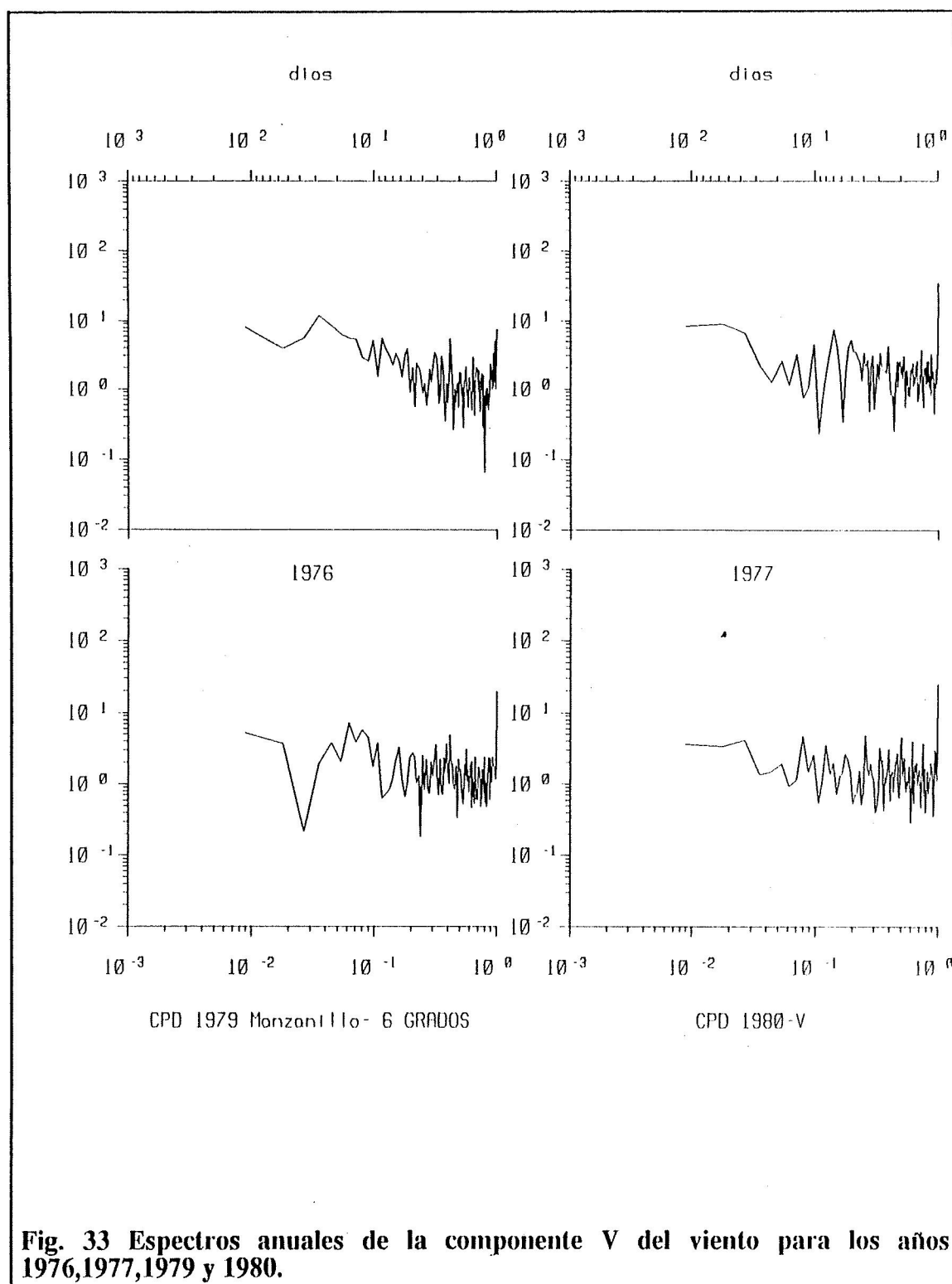


Fig. 33 Espectros anuales de la componente V del viento para los años 1976,1977,1979 y 1980.

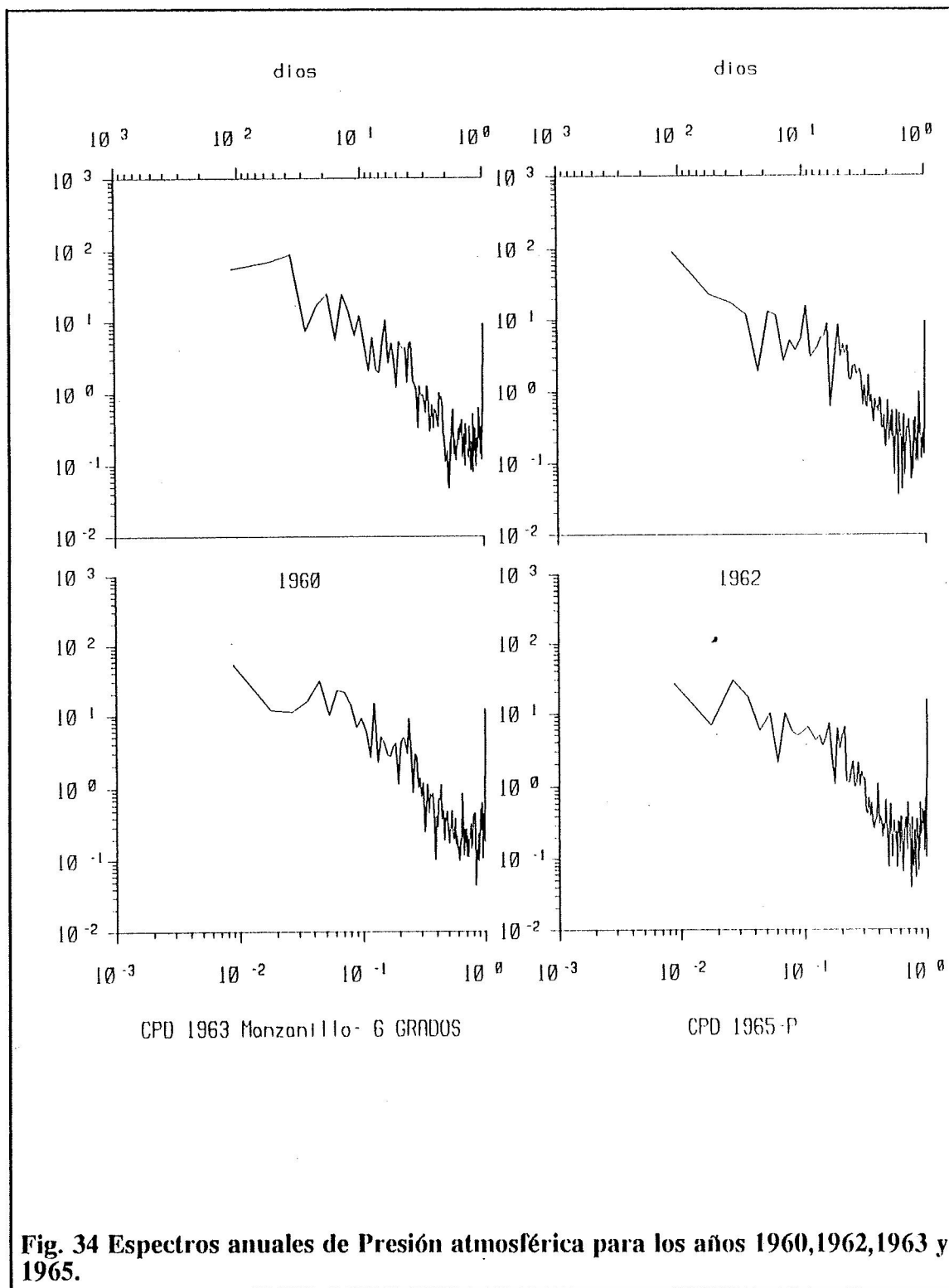
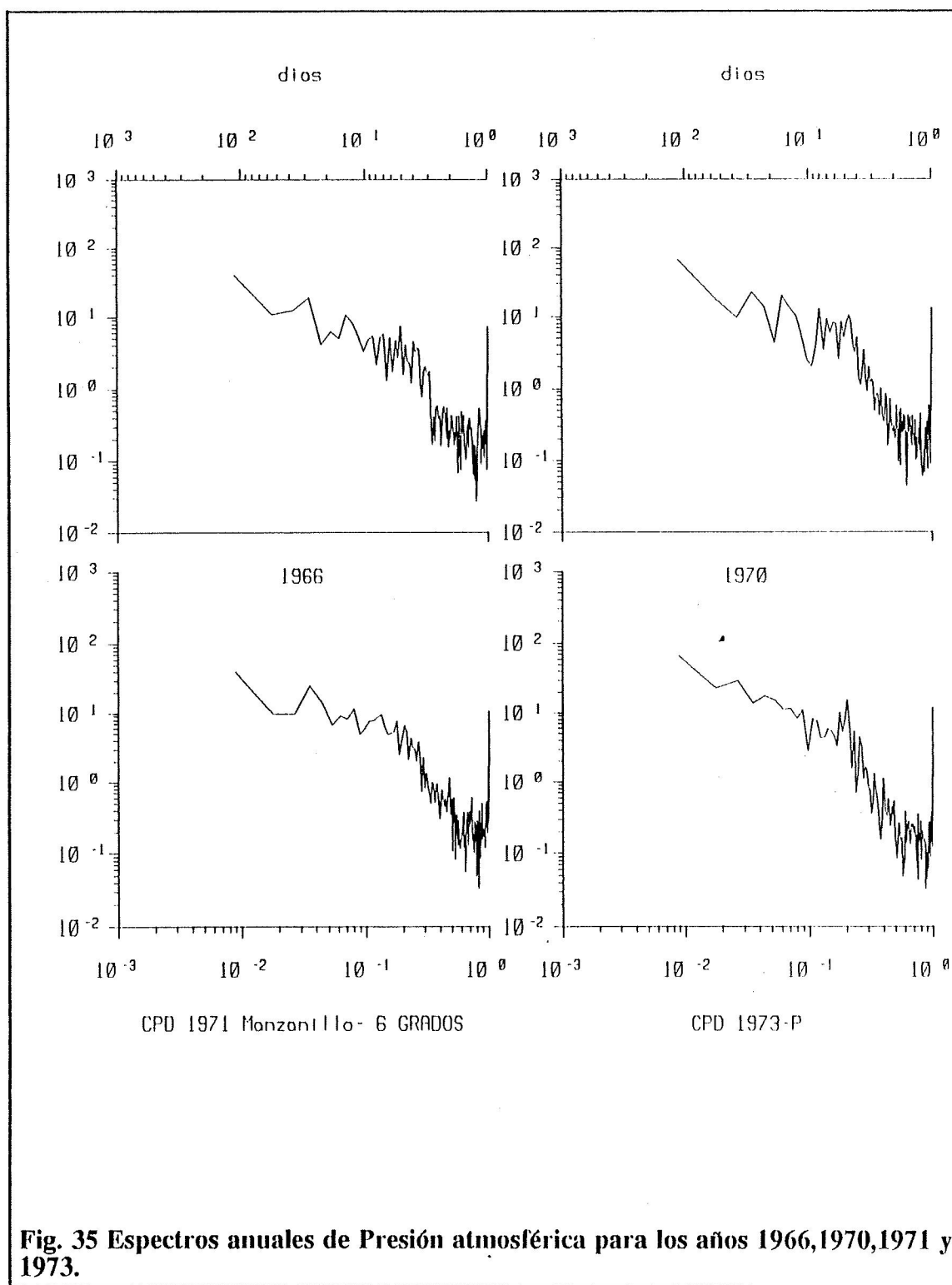


Fig. 34 Espectros anuales de Presión atmosférica para los años 1960,1962,1963 y 1965.



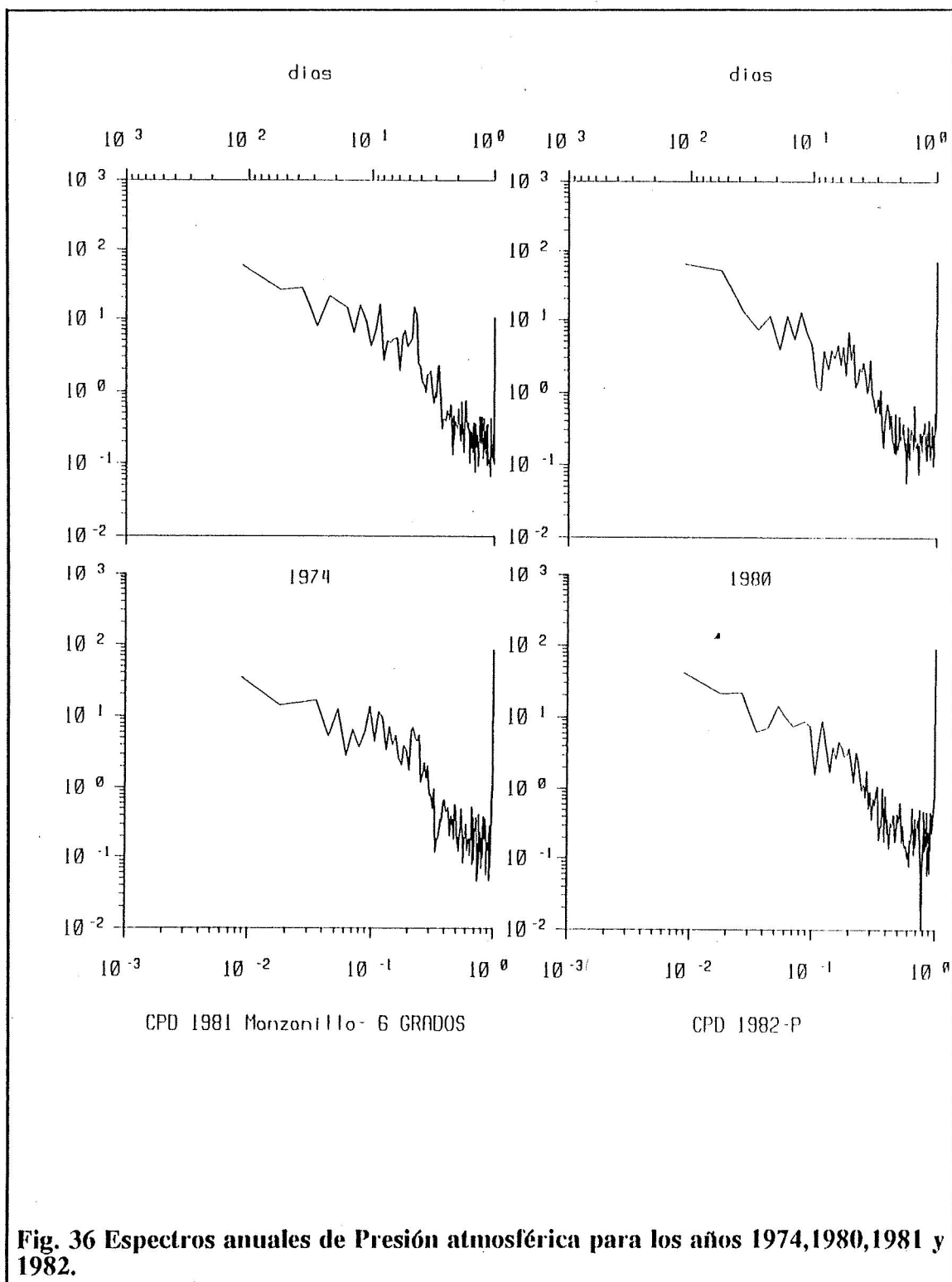


Fig. 36 Espectros anuales de Presión atmosférica para los años 1974,1980,1981 y 1982.

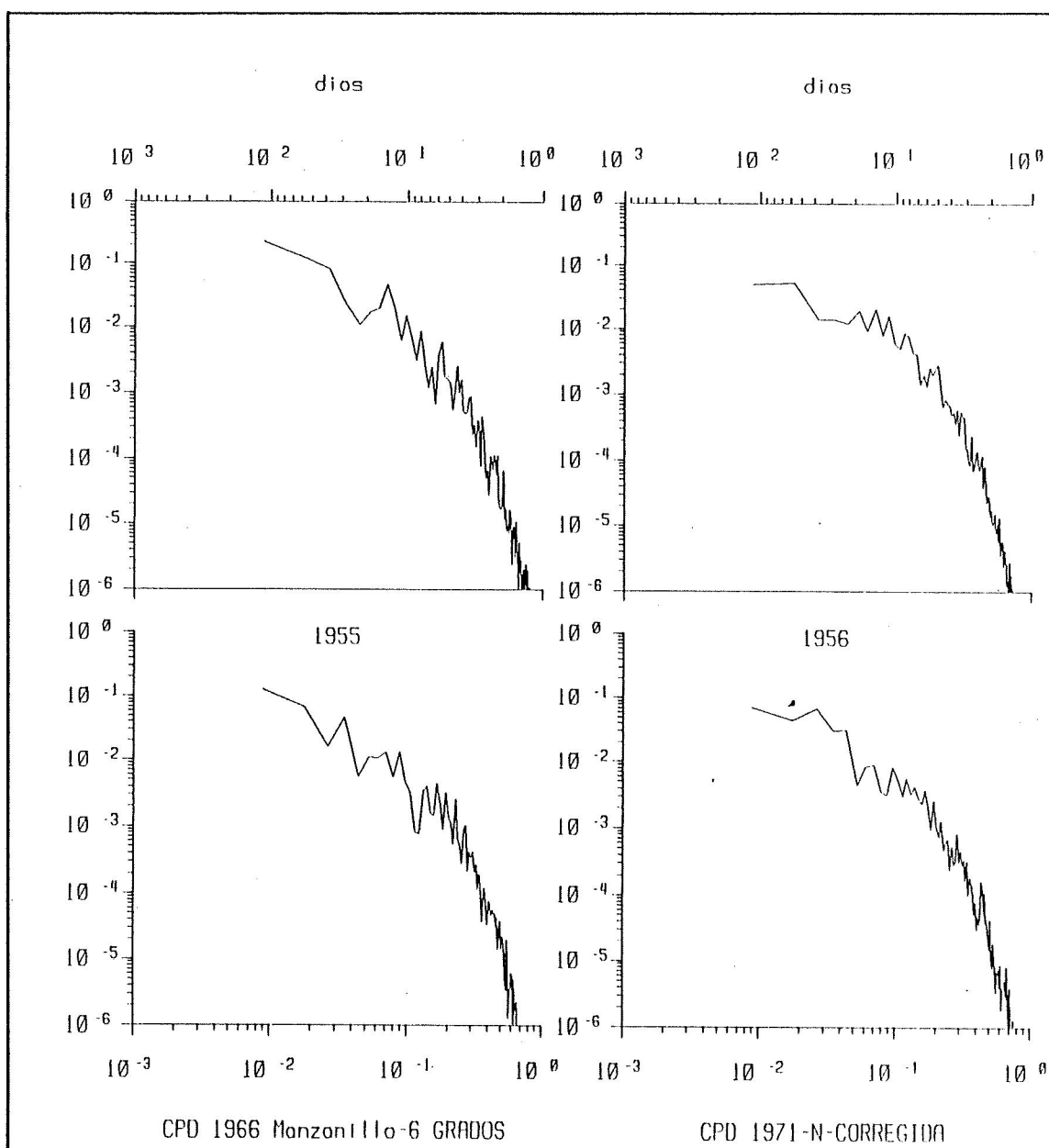


Fig. 37 Espectros anuales de variaciones de nivel para los años 1955, 1956, 1966, 1971.

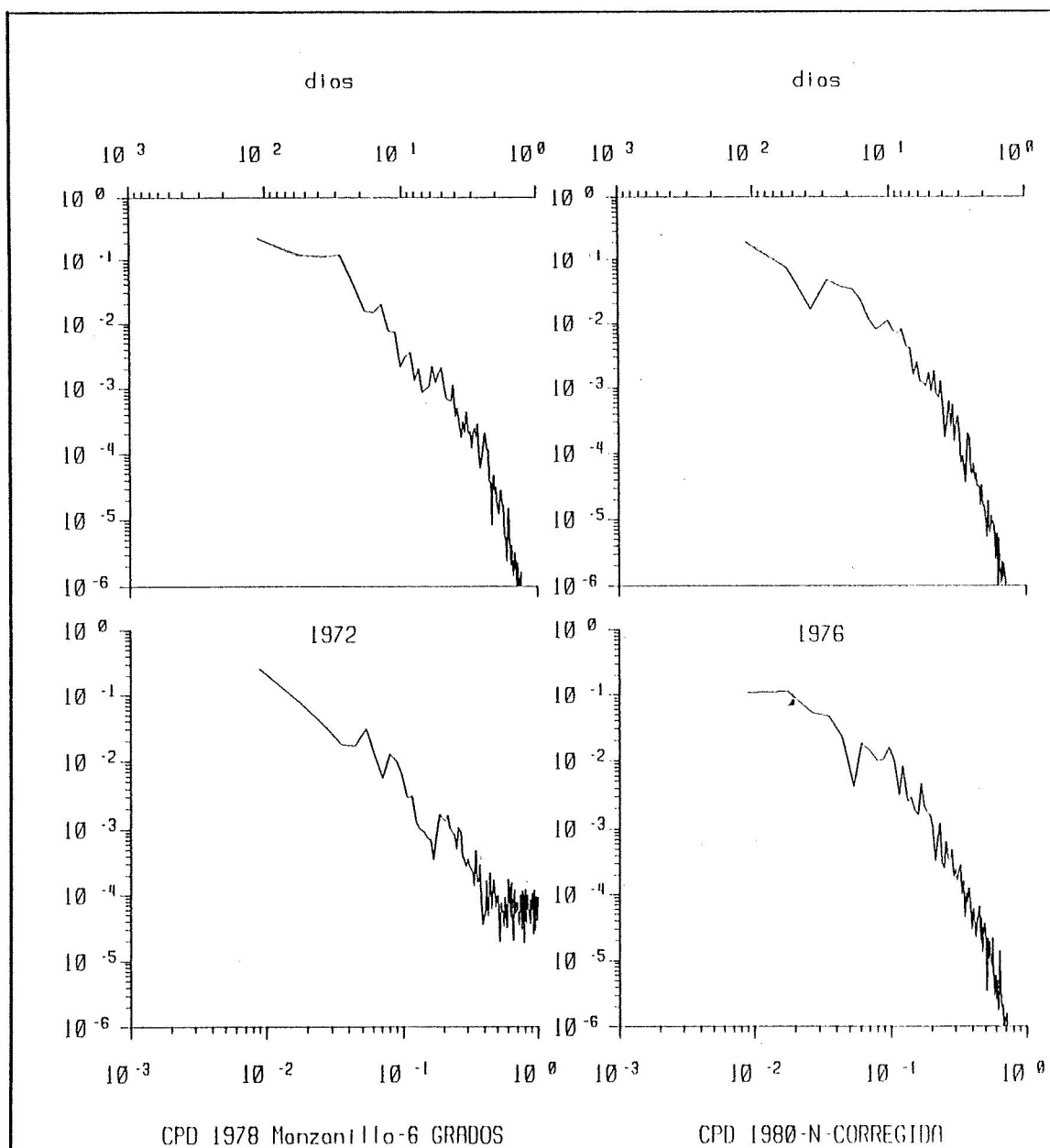


Fig. 38 Espectros anuales de variaciones de nivel para los años 1972,1976,1978,1980.

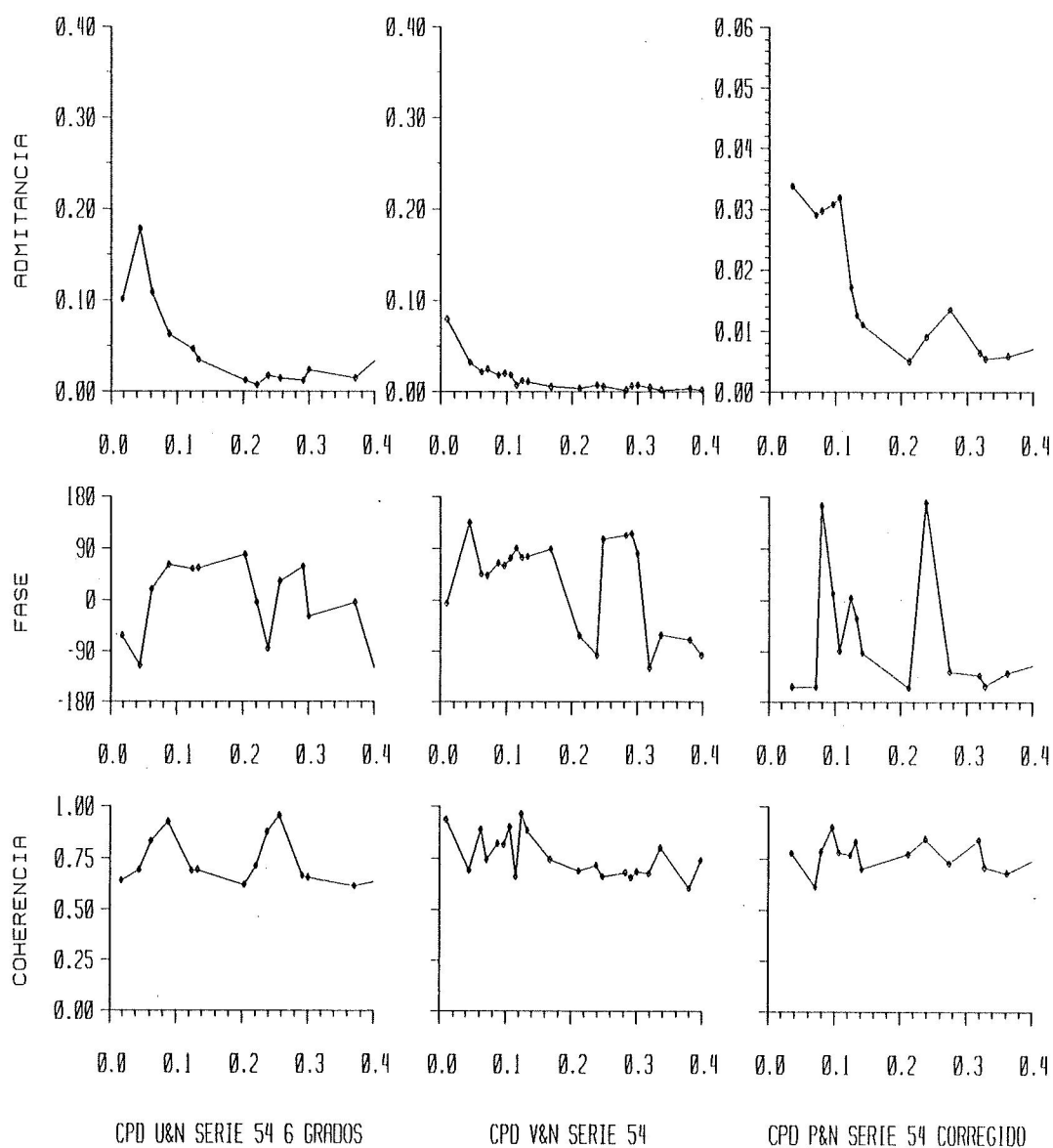


Fig. 39 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento, presión atmosférica y variaciones del nivel del mar para el año 1954.

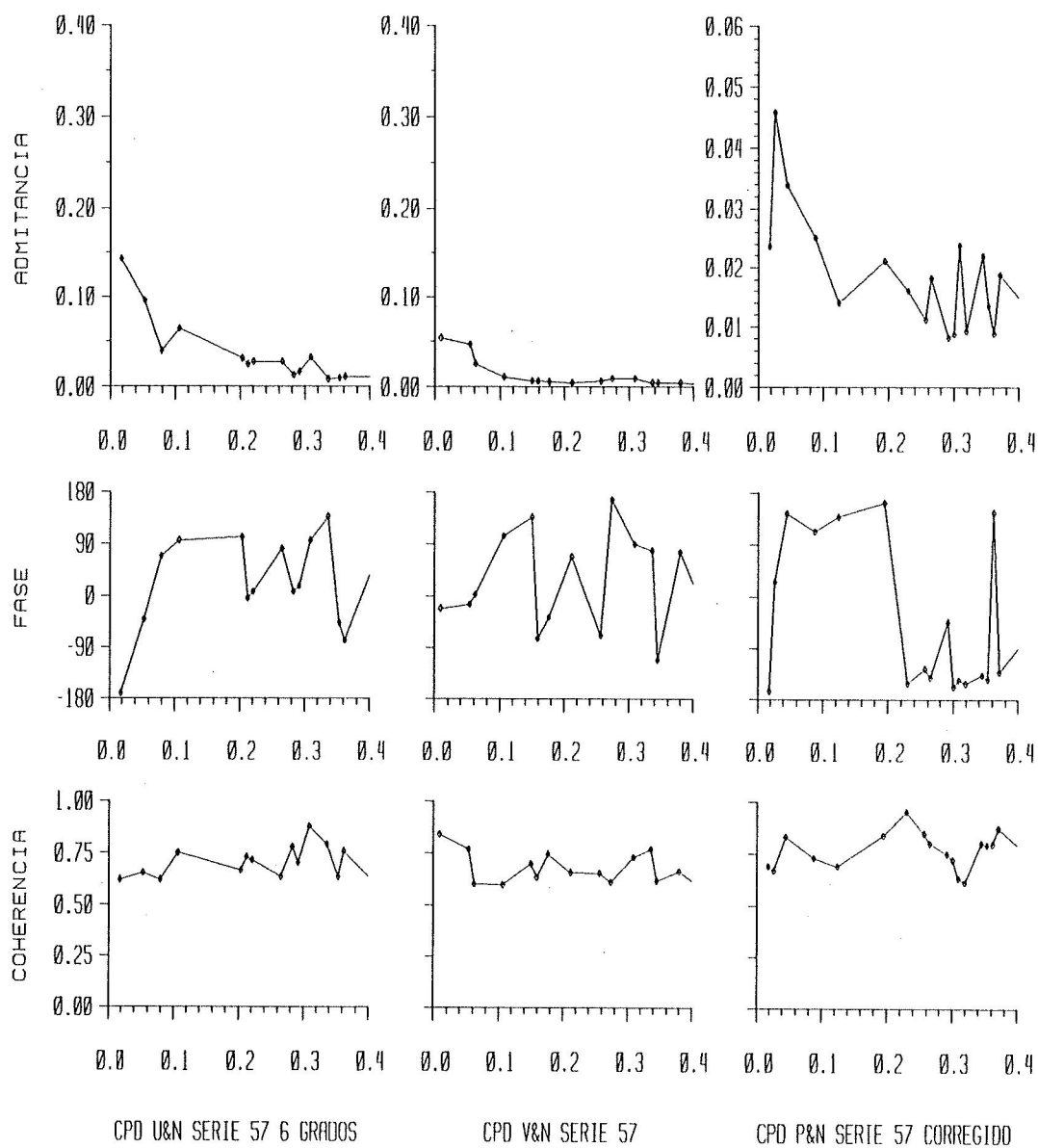


Fig. 40 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento, presión atmosférica y variaciones del nivel del mar para el año 1957.

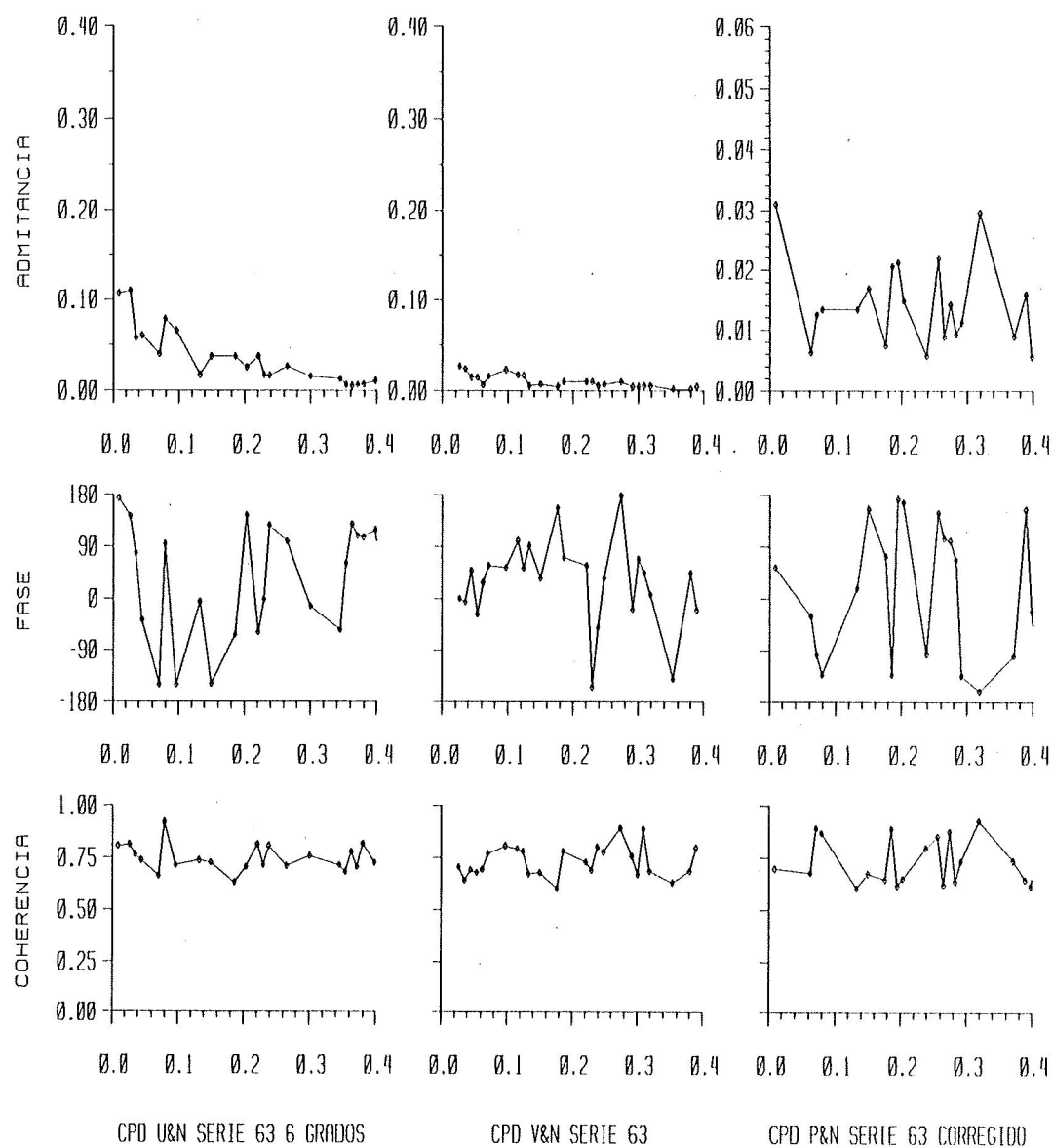


Fig. 41 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento, presión atmosférica y variaciones del nivel del mar para el año 1963.

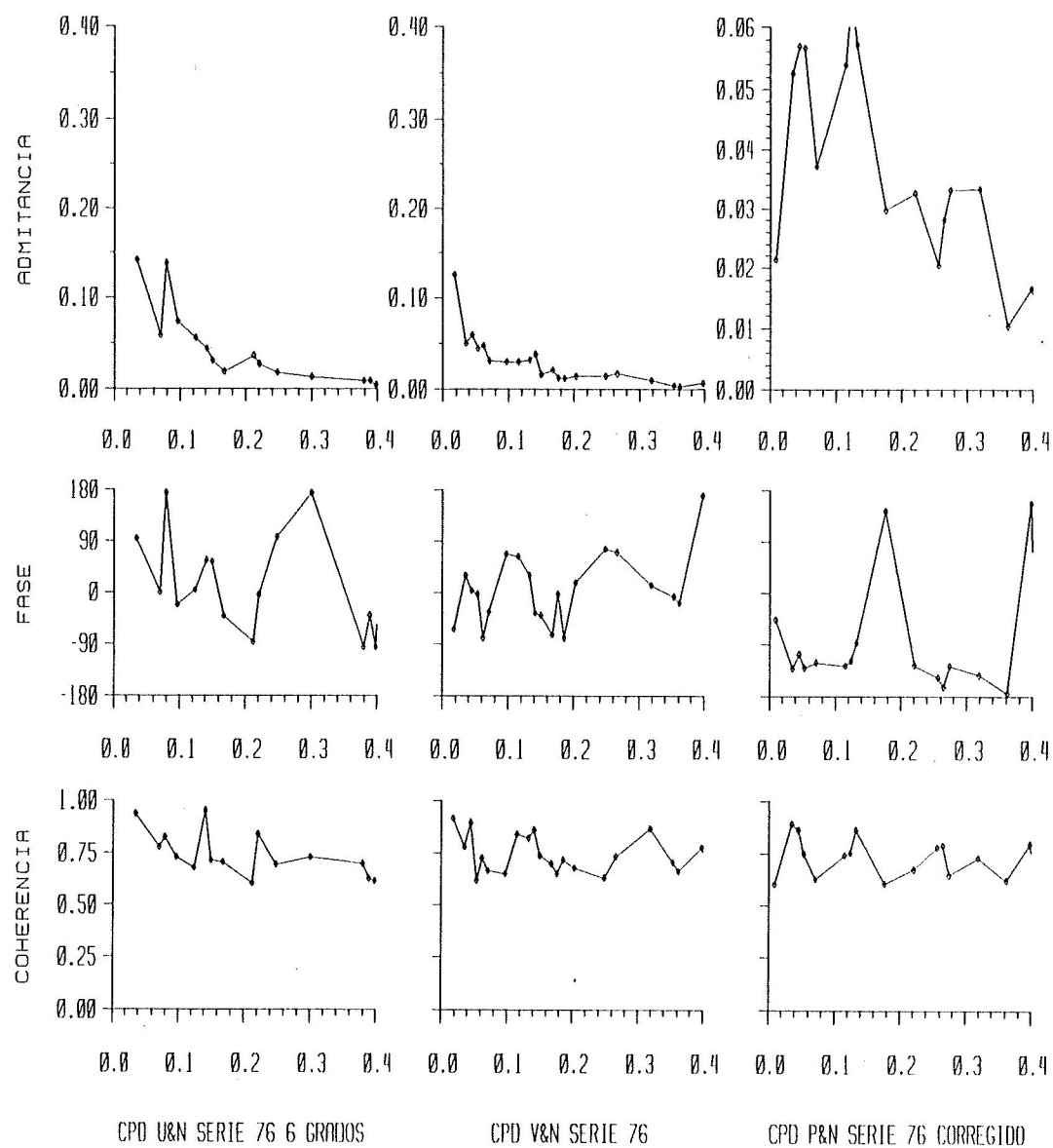


Fig. 42 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento y variaciones del nivel del mar para el año 1976.

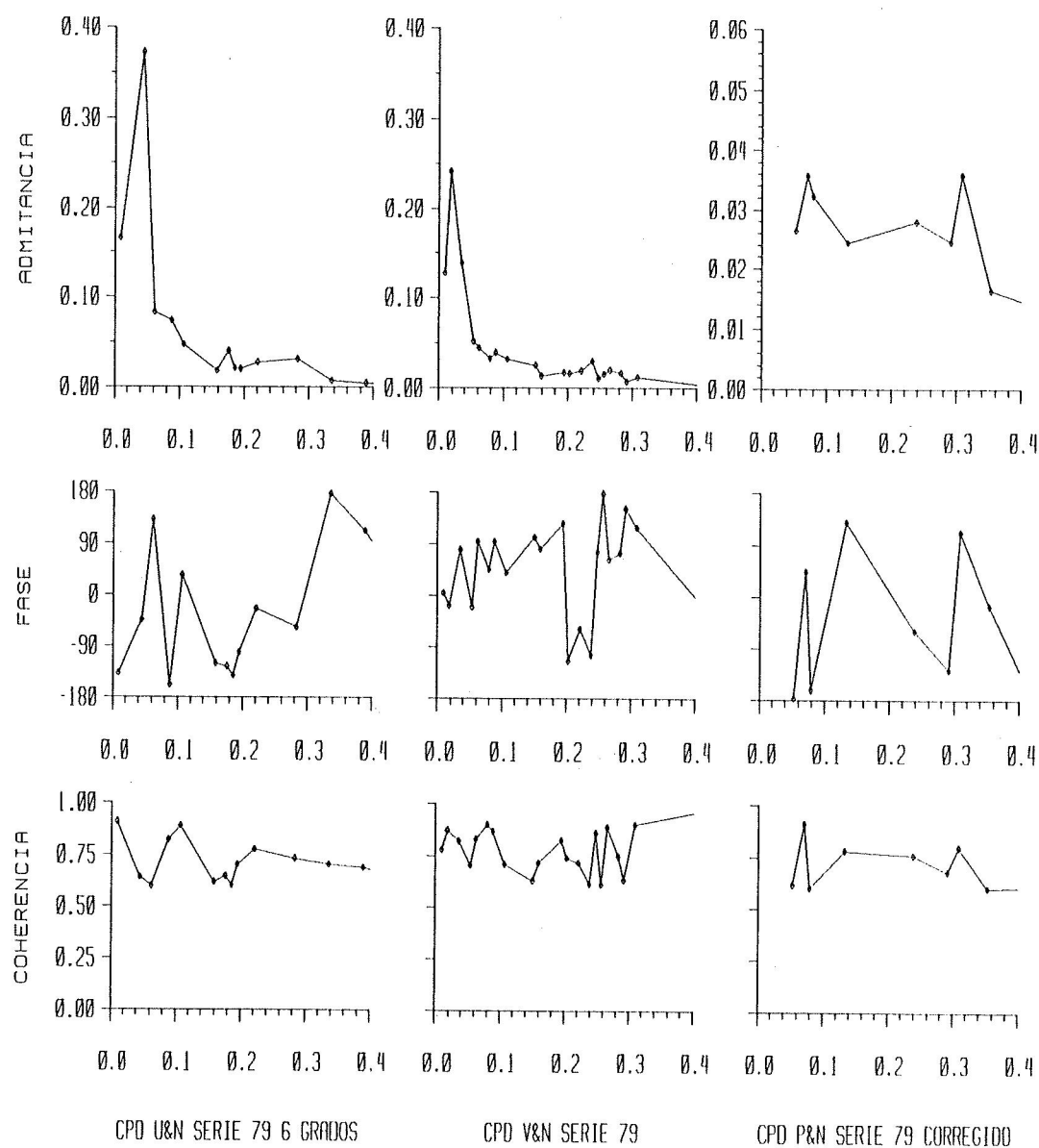


Fig. 43 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento y variaciones del nivel del mar para el año 1979.

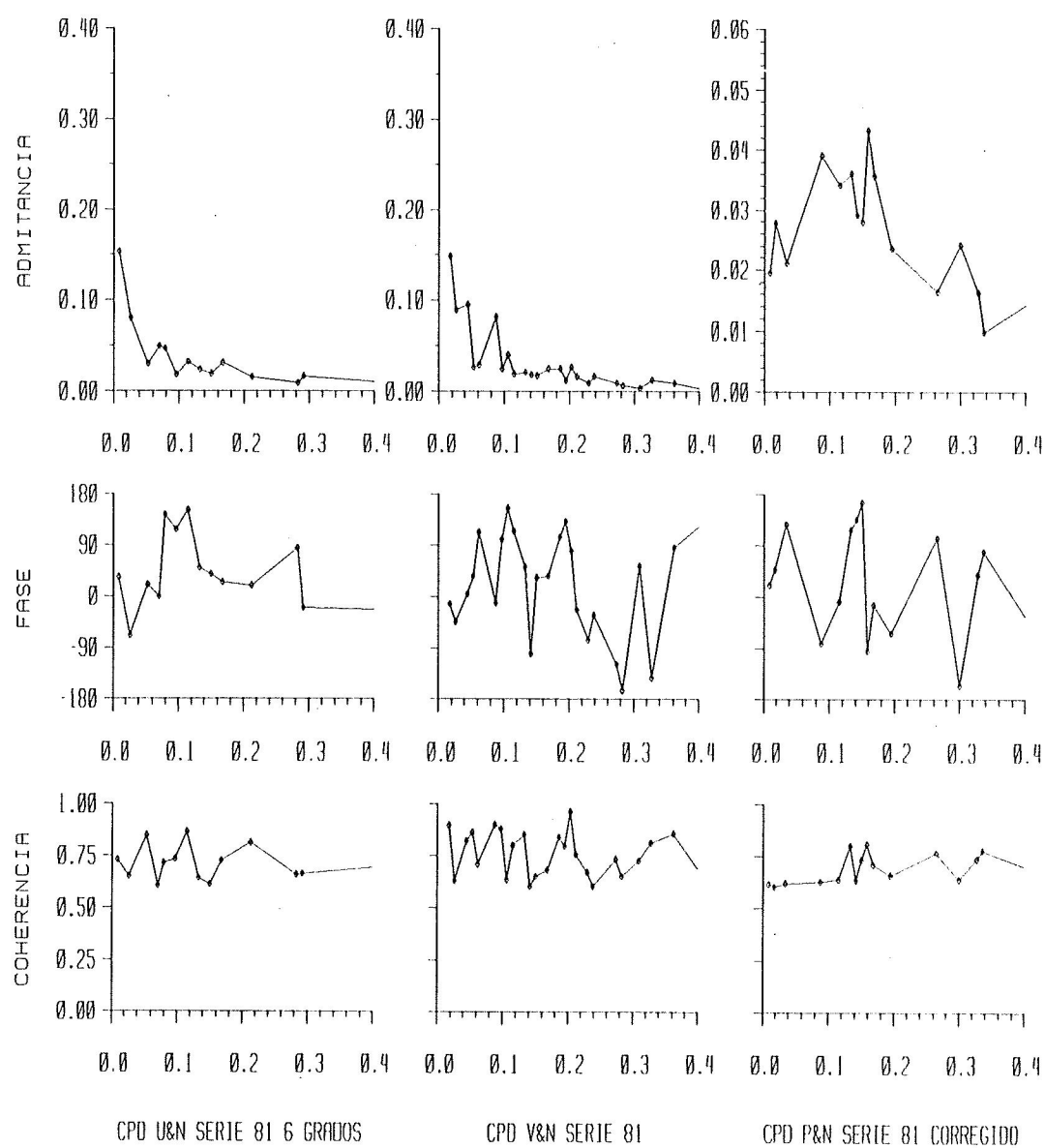


Fig. 44 Espectros cruzados anuales entre componentes del viento, presión atmosférica y variaciones del nivel del mar para el año 1981.